
Räumlich-zeitliche Modellierung der klimasensitiven Hochgebirgslandschaft des Oberengadins

Diese Arbeit wurde von der Mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Zürich im Wintersemester 2006 aufgrund der Gutachten von Prof. Dr. W. Haeberli (Universität Zürich), Dr. F. Keller (Academia Engiadina, Samedan und ETH Zürich) und Prof. Dr. L. King (Universität Giessen) als Dissertation angenommen.

Promotionskomitee:

Prof. Dr. Wilfried Haeberli (Vorsitz)

Dr. Felix Keller (Leitung der Dissertation)

Studien des
Institutes für Tourismus und Landschaft (ITL)
Academia Engiadina
Samedan 2006



Widmung

Diese Arbeit ist meinem
Segelfliegerkollegen und
Förster Hansruedi Christen
gewidmet.

Er interessierte sich immer
sehr für meine Arbeit und
wünschte sich ein Exemplar.
Er verstarb jedoch kurz vor
dem Abschluss dieser
Arbeit.

Dank

Geh nicht nur die glatten Strassen.
Geh Wege, die noch niemand ging.
Damit Du Spuren hinterlässt
und nicht nur Staub.

(Jutta Allemann)

Neue Wege zu gehen und dabei Spuren zu hinterlassen ist wohl das Ziel jeder Forschungsarbeit. Trotzdem habe ich meistens keine Spuren hinterlassen, wenn ich unterwegs war, um die Gletscher zu beobachten und Landschaftsveränderungen aufzuspüren. Am liebsten liess ich mich im Segelflugzeug über die Gipfel, Grate, Gletscher, Täler und Seen tragen. Von meinem Logenplatz im Cockpit aus genoss ich viele detaillierte Ein- und atemberaubende Ausblicke, während ich nahe den Hängen entlangflog oder mich weit über die höchsten Berggipfel hinaustragen liess. Die Eindrücke und Erlebnisse dieser Flüge gehören nicht in ein wissenschaftliches Forschungsprojekt, ich hoffe aber, sie vermögen die vorliegende Arbeit trotzdem ein bisschen zu prägen.

Was aber Spuren hinterlassen hat, ist die Unterstützung und Hilfe zahlreicher Menschen, die ich während meiner Arbeit erfahren durfte und bei denen ich mich an dieser Stelle ganz herzlich bedanken möchte:

Dr. Felix Keller motivierte mich immer wieder durch seine Begeisterung und Energie, die unweigerlich zu mir hinüberschwappten. Seine Korrekturen und Kritik an meiner Arbeit lösten bei mir oft ein Knurren aus, das er jedoch stets geduldig an sich abprallen liess. Dafür aber lernte ich insbesondere beim Programmieren im GIS viel mehr, als ich mir je zugetraut hätte. Oft war er bereit, weit ausserhalb der üblichen Bürozeiten Besprechungen durchzuführen und sorgte dabei immer für einen gemütlichen Rahmen, wenn ich mal wieder irgendwo nicht weiterkam. Dafür möchte ich ihm ganz herzlich danken.

Ein besonderer Dank geht an Prof. Dr. Wilfried Haerberli, der mir insbesondere im ersten Jahr Vertrauen und Mut schenkte, dass die Arbeit schon gelingen werde, obwohl ich manchmal vom Gegenteil überzeugt war. Oft betrat ich sein Büro mit dem Gefühl, ich sei keinen Meter vorwärts gekommen und verliess es wieder mit frischem Mut und neuen Ideen. Trotz unzähliger anderer Verpflichtungen kümmerte er sich um das Erstellen des Projektgesuchs, übernahm die Rolle des Projektleiters und fand Zeit, mit mir über den Biancograt und die Eislawinen zu diskutieren.

Meiner Leidensgenossin und Bürokollegin Judith Meilwes möchte ich herzlich für ihre Geduld und Hilfsbereitschaft danken. Oft hörte sie sich meine Sorgen an, ertrug mich geduldig, auch wenn ich nicht immer gut gelaunt war und zeigte sich immer hilfsbereit.

Ein grosser Dank geht an Prof. Dr. Max Maisch, der sich tatkräftig dafür einsetzte, dass zahlreiche meiner Luftbilder an verschiedensten Orten publiziert wurden. Auch nahm er sich die Zeit, einige Kapitel meiner Arbeit sorgfältig und jedesmal sehr rasch zu korrigieren.

Am Geographischen Institut der Universität Zürich erhielt ich von Christian Huggel, Frank Paul, Michael Zemp, Regula Frauenfelder, Stephan Gruber, Nadine Salzmann und Jeannette Nötzli nicht nur Unterstützung in Form von Programmen und Daten, sondern auch in Form von langen und kurzen, geschäftlichen und privaten Telefongesprächen, diversen Tipps und Tricks, sowie schönen Freundschaften. Ich fühlte mich immer willkommen, wenn ich an der Uni auftauchte, und dafür möchte ich mich bei allen ganz herzlich bedanken.

Ein Dankeschön geht an meine Fliegerkollegen Max Lamm und Christian Flütsch. Sie ermöglichten mir ausserhalb der Segelflugsaison mit dem Motorsegler viele wertvolle Aufnahmen und Beobachtungen im Berninagebiet. Max startete sogar extra mit dem Motorsegler, um die Eislawine am Roseggletscher zu fotografieren. Ich führte mit ihm viele spannende Diskussionen über den Biancogrät, und viele Entdeckungen in diesem Zusammenhang habe ich ihm und den Gesprächen mit ihm zu verdanken. Christian half mir durch spannende Diskussionen, meine Arbeit von einer anderen Seite zu betrachten und einige Sachen kritisch zu hinterfragen.

Urs Bläsi schickte mir häufig Fotos, wenn er wieder mal den Biancogrät umkreist hatte und Max Widmer fotografierte für mich die ausgeaperten Gletscher im Juli 2003. Franz Späni informierte mich immer, wenn er etwas Spannendes beobachtet hatte wie die Höhle im Morteratschgletscher oder Felssturzereignisse. Philipp Walther korrigierte die romanische, Jason Harman und mein Bruder Jörg die englische Zusammenfassung. Rolf Allemann machte mir immer wieder Mut, neue Wege einzuschlagen. Max Widmer und Annina Buchli verdanke ich viele warme Mahlzeiten, und mit Patrizia Duschèn teilte ich zahlreiche stressmildernde Spaziergänge und Gespräche. Dafür möchte ich mich bei allen herzlich bedanken.

Ein herzliches Danke geht an meine Kolleginnen und Kollegen vom Laufteam St. Moritz, vom „Club da Svoul a Vela Muottas“ sowie den „Pumpiers da Bever“, die es schafften, mich genug oft auf andere Gedanken zu bringen und von der Arbeit abzulenken, sodass sie mir nie ernsthaft über den Kopf wachsen konnte.

Der Druck wurde ermöglicht durch die finanzielle Unterstützung der Familie Christen, der Academia Engiadina in Samedan und dem Peter Gabriel Fond in St. Moritz, herzlichen Dank!

Zusammenfassung

Typisch für das Hochgebirge ist die grosse Vielfalt an Landschaftsphänomenen auf kleinem Raum. Viele dieser Landschaftsphänomene wie beispielsweise Gletscher, Permafrost, Vegetation oder Boden sind sehr klimasensitiv und werden in der Zukunft grosse Veränderungen erfahren. Als Folge davon werden sich auch die Naturgefahren dispositionen, die Prozessdynamik, die von Naturgefahren betroffenen Flächen sowie die Landschaftsattraktivität verändern. Somit kann das Hochgebirge als komplexes System betrachtet werden, in dem die verschiedenen Landschaftsphänomene unterschiedlich schnell und intensiv auf die steigenden Temperaturen reagieren und einander gegenseitig beeinflussen.

Frühzeitige Abschätzungen und Vorstellungen über zukünftige Veränderungen sind wertvolle Entscheidungsgrundlagen für raumrelevante Fragestellungen in der Praxis. Um solche Informationen zu ermöglichen, wurde ein Geo-Informationssystem namens GISALP aufgebaut, in dem Daten zur Landschaft des Oberengadins aus unterschiedlichen Quellen integriert sind. Zahlreiche Modellierungen, die sogenannten Module, berechnen unter Verwendung dieser Daten die heutige und zukünftige Verbreitung bestimmter Landschaftsphänomene und Prozesse. Das Kernstück des GISALP besteht aus einer Verknüpfung von vegetationskundlichen, geomorphologischen, glaziologischen und pedologischen Modulen. Alle Module können für einen bestimmten Zeitpunkt (2000, 2025, 2050, 2075 oder 2100) gestartet werden und greifen bei Bedarf auf die Resultate von anderen Modulen zu. Dabei wird mit einem mittleren Temperaturanstiegs-Szenarium nach IPCC von +3°C bis 2100 gearbeitet (IPCC, 2002). Die Modulresultate der verschiedenen Zeitpunkte können im GISALP mit Hilfe eines digitalen Höhenmodells 3-dimensional visualisiert werden, sodass die zeitliche Entwicklung anschaulich dargestellt wird und von einem 4-dimensionalen Geo-Informationssystem gesprochen werden kann.

Das GISALP ermöglicht es erstmals, nicht nur ein einzelnes Landschaftsobjekt oder einen einzelnen Naturgefahrenprozess zu modellieren, sondern die Hochgebirgslandschaft des Oberengadins als Synthese aus den vier oben erwähnten Teilbereichen zu betrachten und die Reaktion auf steigende Temperaturen abzuschätzen. Unter Einbezug der zahlreichen Modulresultate wird es möglich, die Landschaftsattraktivität zu modellieren. Durch den Vergleich der Modulresultate unterschiedlicher Zeitpunkte können Veränderungsräume berechnet werden. Ein Vergleich der Veränderungsräume untereinander ermöglicht Aussagen über Geschwindigkeit, räumliche Verteilung und Beschleunigung der ablaufenden Veränderungen. Die Resultate der Naturgefahrenmodule können mit bestehender Infrastruktur überlagert werden, um potentielle zukünftige Problemräume aufzudecken. Für das stark vom Tourismus abhängige Oberengadin wird aber auch ein Ort mit abnehmender Landschaftsattraktivität zu einem Problemraum. Bei der Analyse bestimmter Naturgefahrenereignisse können durch die gemeinsame Anwendung der verschiedenen Prozessmodule die Auswirkungen einer möglichen Prozesskombination abgeschätzt werden, als Beispiel sei eine Eislawine genannt, welche einen Gletschersee erreicht und dort einen Murgang auslöst.

Das GISALP ist ein Werkzeug, um die Landschaftsveränderungen der nächsten 100 Jahre abzuschätzen. Diese Resultate bilden beispielsweise für Behörden oder den Tourismus wertvolle Informationen und helfen bei raumrelevanten Entscheidungen, die langfristige Konsequenzen mit sich ziehen, wie beispielsweise bei der Richtplanung oder bei Leitbildentwicklungen.

Die Validierung einiger Modulresultate konnte dank eigenen Beobachtungen über Veränderungen bei den Gletschern, die Auswirkungen des Hitzesommers 2003 auf die Landschaftsattraktivität sowie insgesamt fünf Eislawinenereignissen erfolgreich durchgeführt werden. Dabei kam der Vorteil des GISALP zum Tragen, weil die Module miteinander kombiniert angewendet werden können.

Summary

Typical for a high mountain environment as the Upper Engadine is the large variety of landscape features found in a small area. Many of these features such as glaciers, permafrost, vegetation or soil are very climate-sensitive and could experience large changes in the future. As a consequence, the potential starting zones for natural hazards, the dynamics of processes, the areas potentially affected by natural hazards and the attractiveness of the landscape are likely to change as well. Thus, the high mountains can be seen as a complex system, in which different features influence each other while reacting with different intensities and in different time frames to the rising temperatures.

Early assessments and ideas about future changes are a valuable decision tools needed to answer important questions in praxis. To address this need, a geo-information system named GISALP was developed, which combines data from different sources about the landscape of the Upper Engadine. Several models, so called modules, simulate the today's and future distribution of landscape features and processes. The principal item of the GISALP – project consists of an overlay from vegetational, geomorphological, glaciological and pedological processes. All modules can be started for a certain year (2000, 2025, 2050, 2075 or 2100) and, if necessary, integrate the results of other modules. The entire work is based on a scenario that assumes that the average temperature rises 3°C until 2100 (IPCC, 2002). The results of the modules for different years can be visualised over a satellite image or in 3D, with the help of a digital elevation model. Therefor, the development over time can be represented in a way that is easy to understand. For these reasons, GISALP can be called a 4D-geo-information system.

GISALP makes it possible for the first time to model not only one specific landscape feature or natural hazard process by itself. Instead, it allows us to look at the landscape as a synthesis of the different processes and to estimate its reaction to rising temperatures. Considering the results of several modules, it will become possible to calculate the attractiveness of the landscape. By comparing the results from different years of one module, areas undergoing changes can be identified. A comparison of the changing areas among themselves allows statements about the speed, spatial distribution and acceleration of the changes. The results of the natural hazard modules can be overlayed with data of current infrastructure identify areas of potential future problems. But for the Upper Engadine, whose economy depends on a very large

degree on tourism, an area with decreasing attractiveness of the landscape will also become a problem area. By analysing specific natural hazard events, it is possible to assess the effects of the combination of different processes by combining the different models. Consider for example an ice avalanche, rushing into a glacier lake and thereby causing a debris flow.

The GISALP is to be understood as a tool to estimate the changes of the landscape over the next 100 years. These results provide valuable information for authorities or tourist companies. They help them in making spatial relevant decisions with longterm implication such as zoning laws or the development of concepts and guidelines used to decide on such laws.

Own observations of the glaciers, the effects of the extraordinary hot summer 2003 to the attractiveness of the landscape and five ice avalanche events provided the data used to validate several model results successfully. In doing so, the advantage of the GISALP to combine several modules became apparent.

Riassunt

Tipic per las otas muntagnas es la granda bgerüra da fenomens da la cuntredgia chi geschan sün pitschen spazi. Bgers da quists fenomens scu per exaimpel vadrets, glatsch permanent, vegetaziun u terrain sun fich sensitivs per il clima e subiron grandas müdedas in avegnir. Que ho per consequenza cha eir la disposiziun dals prievens natürels, la dinamica dals process, l'areal chi'd es pertucho dals prievens natürels e l'attractivited da la cuntredgia as müdaron. As po dimena considerer las otas muntagnas scu ün sistem complex il quël ils differents fenomens da la cuntredgia reageschan in möd different e que svelt ed intensiv tuot tenor las temperaturas creschaintas, influenzand l'ün l'oter.

Stimas ed imaginaziuns pigliadas per temp sur da las müdedas futuras, sun preziusas basas per decisiuns a dumandas, concernent il territori illa pratcha. Per pussibilter quello, ün geo-sistem d'infurmaziun cul nom GISALP es gnieu stabilieu, in il quël sun integredas differentas datas da la cuntredgia d'Engiadin' Ota e que da differentes origins. Fand adöver da quistas datas, bgers models calculeschan la derasaziun dad hoz e da l'avegnir per tscherts fenomens da la cuntredgia e process prevezants. L'elemaint centrel dal GISALP consista our d'üna colliaziun da models geobotanics, geomorphologics, glaziologics e pedologics. Mincha model po esser lantscho ad ün tschert mumaint (dal 2000, 2025, 2050, 2075 e 2100) s'inservind in cas da bsögn dals resultats dad oters models. Lo as basa la lavur sün scenaris d'augmaint da la temperatura da + 3°C fin dal 2100 (IPCC, 2002). Ils resultats dals models druvos in differentes mumaints paun esser visualisos 3-dimensiunelmaing aint il GISALP sur ün model d'otezza digitel, uschè cha'l svilup temporel es cleramaing rapreschanto, ed as po discuorrer d'ün geo-sistem d'infurmaziun da 4 dimensiuns.

Il GISALP pussibiltescha la prüma vouta da brich be modeller ün unic fenomen da la cuntredgia u ün unic process dals prievens natürels, dimpersè eir da contempler la cuntredgia da las otas muntagnas da l'Engiadin' Ota scu üna sintesa dals quatter champs manzunos survar e da decifrer la reacziun tuot seguond las temperaturas creschaintas. Cun includer ils differentes resultats dals models dvainta que pussibel da

modeller l'attractivited da la cuntredgia. Cul conguel dals resultats da differentes mumaints paun esser calculos areals da müdedas. Conguels da quists areals da müdedas traunter pêr pussibilteschan declaraziuns da sveltezza, dad acceleraziuns e da distribuziuns da las müdedas chi'd haun lö. Ils resultats dals models dals prievels natürels paun esser cuvernos e l'infrastructura actuela per scuvrir potenziels i'ls areals da problems per l'avegnir. Per l'Engiadin' Ota chi dependa fermamaing dal turissem gnaro eir ün territori, in il quël l'attractivited da la cuntredgia diminuaro ün areal problematic. Per analiser tscherts evenimaints da prievels natürels, es que pussibel da stimer l'effet d'üna cumbinaziun da differentes process tres l'adöver cumünaivel dals differentes models, per exaimpel cur ch'üna lavina da glatsch riva aint ün lej e metta cò in muvimaing üna bouda.

Il GISALP es ün'üsaglia chi güda a stimer las müdedas da la cuntredgia il's prossems 100 ans. Quists resultats furneschan infurmaziuns preziusas per exaimpel per uffizis u per il turissem, e güdan illas decisiuns per dumandas concernent il territori chi'd haun consequenzas a lungia vista, scu per exaimpel per il plan directiv u per il svilup d'ün ideel.

La controlla da qualche resultats dals models es steda pussibla per realiser cun success eir grazcha ad egnas observaziuns egnas davart las müdedas dals vadrets, las consequenzas da la sted da chalur dal 2003 per l'attractivited da la cuntredgia, ed in tuot ils tschinch evenimaints da lavinas da glatsch. Impü as fo valair l'avantag dal GISALP perche cha'ls models paun esser applichos in möd cumbino.

Inhalt

Dank	II
Zusammenfassung	IV
Summary	V
Riassunt	VI
Inhalt	1
1 Einleitung	4
1.1 Problematik	4
1.2 Zielsetzung	5
1.3 Vorgehen	9
2 Das Oberengadin	11
2.1 Landschaft	11
2.2 Geologie	11
2.3 Klima	14
2.4 Besiedlung und Wirtschaft	16
3 Grundlagen	18
3.1 Der Klimawandel	18
3.2 Folgen der Klimaveränderung	20
3.3 Gletscher	21
3.3.1 Massenbilanz und Klimasensitivität	21
3.3.2 Gletschergeschichte	22
3.3.3 Szenarien	25
3.3.4 Auswirkungen auf das Gletschervorfeld	26
3.4 Permafrost	27
3.4.1 Definition	27
3.4.2 Blockgletscher	28
3.4.3 Verbreitung	28
3.4.4 Messmethoden	30
3.4.5 Modellierungen	30
3.4.6 Bisherige und aktuelle Forschung im Oberengadin	31
3.4.7 Reaktion auf Erwärmung	32
3.5 Geomorphologie	33
3.6 Hydrologie	35
3.7 Schnee	36
3.8 Boden	38
3.8.1 Die Böden im Oberengadin	38
3.8.2 Reaktion auf Klimaveränderung	39
3.9 Vegetation	41
3.9.1 Die Vegetation im Oberengadin	41
3.9.2 Reaktion auf Klimaveränderung	44
3.10 Naturgefahren	45
3.10.1 Murgang	45
3.10.2 Steinschlag und Felssturz	48
3.10.3 Eislawinen	50
3.11 Glaziale Erosion und Sedimentation	51
3.12 Landschaftsattraktivität	52
3.13 Interdisziplinäre Syntheseprojekte	53

4	Methodik	56
4.1	Geographische Informationssysteme (GIS)	56
4.2	Objektorientierte Datenmodellierung	57
4.2.1	Definition und Vorgehen	57
4.2.2	Objektorientierte Datenmodellierung	59
4.2.3	Merkmale eines guten Datenmodells	61
5	Das GISALP	62
5.1	Übersicht GISALP	62
5.2	Datenmodell	64
5.3	Module	67
5.3.1	Gletscherrückzug (GLETSCHRUECK)	67
5.3.2	Permafrost im Lockermaterial (PERMAQUANT)	68
5.3.3	Permafrost in Felswänden (ROCKFROST)	69
5.3.4	Bodenbildung (SOIL)	70
5.3.5	Vegetation im Gletschervorfeld (VEGIKART)	73
5.3.6	Murgangdisposition (MURDISP)	75
5.3.7	Eislawinendisposition (EISDISP)	78
5.3.8	Erosions- Sedimentationsindex (SEDIINDEX)	78
5.3.9	Gletscherseen (VORSEE)	79
5.3.10	Murgangsimulation (MURGANG)	79
5.3.11	Eislawinsimulation (EISLAW)	80
5.3.12	Felssturzsimulation (ROCKFALL)	80
5.3.13	Landschaftsattraktivität (ATTRAC)	81
5.3.14	Veränderungsräume (CHANGE)	83
5.3.15	Problemräume (PROBLEM)	84
5.4	Synthese	86
5.5	Applikationsdesign	96
6	Fallbeispiele	99
6.1	Einführung	99
6.2	Gletscherrückzug und Murgangdisposition	99
6.3	Val Morteratsch	105
6.3.1	Gletschervorfeld	105
6.3.2	Eislawine am Piz Palü	107
6.4	Roseggletscher	112
6.4.1	Gletscherzunge Roseg	112
6.4.2	Eislawine Roseggletscher	117
6.4.3	Eislawine am Piz Roseg	121
6.5	Hitzesommer 2003	125
6.6	Biancograt	130
7	Diskussion	134
7.1	Diskussion GISALP	134
7.2	Diskussion der Daten	134
7.3	Diskussion der Module	136
7.4	Diskussion der Synthese	147
7.4.1	Fehlerfortpflanzung	147
7.4.2	Stärken	149
7.4.3	Schwächen	149
8	Schlussfolgerungen	151
9	Ausblick und Empfehlungen	153

10	Literaturverzeichnis.....	155
11	Anhang.....	168
11.1	Daten	168
11.1.1	Ordner Umwelt.....	168
11.1.2	Ordner Klima.....	174
11.1.3	Ordner Raumplanung	175
11.1.4	Ordner Infrastruktur.....	178
11.1.5	Ordner Resultate.....	178

1 Einleitung

1.1 Problematik

Grosse und kleine, bekannte und namenlose Seen, weite und enge, berühmte und vergessene Seitentäler, berühmte und berüchtigte, eisige und felsige Gipfel, exklusive und einfache, weltbekannte und traditionelle Dörfer, ein weit ausladendes Haupttal, von tiefblauen Spalten zerrissene Gletscher, im Herbst golden leuchtend, im Winter unter einem tiefblauen Himmel in Eis und Schnee erstarrt und im Sommer voller Farbtupfer einer vielfältigen Hochgebirgsflora, das ist die Landschaft im Oberengadin. Und das ist die Ressource des Tourismus, von dem das ganze Tal wirtschaftlich abhängig ist (Bühler und Minsch, 2004). Dank des intensiven Tourismus kann sich das Oberengadin mit einem Bruttoinlandprodukt pro Kopf der Bevölkerung von über 60'000 SFr. zu den wirtschaftlich stärksten Alpenregionen zählen (Kämpf und Roth, 2003). So gehören auch gut ausgebaute Skigebiete, durch Bergbahnen erschlossene Gipfel, ein hoher und noch immer wachsender Anteil an Zweitwohnungen, ein hohes Verkehrsaufkommen während der Hochsaison sowie sportliche Grossanlässe zum Oberengadin, das aufgrund seines Dienstleistungs- und Infrastrukturangebots als Agglomeration eingestuft ist (Raumentwicklung, 2004).

Viele Elemente dieser intensiv kapitalisierten Hochgebirgslandschaft, insbesondere oberhalb der Waldgrenze, sind sehr klimasensitiv (Haeberli et al., 1999b). Da das Hochgebirge infolge der grossen Relief- und Höhenunterschiede auf kleinem Raum eine grosse Vielfalt an Standortbedingungen und Landschaftselementen aufweist, wird die prognostizierte Klimaveränderung bedeutende Landschaftsveränderungen zur Folge haben. Dabei reagieren aber nicht alle Landschaftselemente gleich intensiv oder gleich schnell.

Schnee, Gletscher und Permafrost zeigen bereits bei geringen Temperaturveränderungen sehr sensible Reaktionen (Haeberli und Beniston, 1998). Die Auftauschicht des Permafrostes reagiert mit einer Tiefenzunahme unverzüglich auf einen heissen Sommer, währenddem die Längenänderung der Gletscher um Jahre verzögert und mit den Signalen der nachfolgenden Sommer vermischt auftritt. Das Abschmelzen der Gletscherzungen hat bereits deutliche Landschaftsveränderungen bewirkt und führt uns vor Augen, dass eine Erwärmung schon seit 150 Jahren im Gang ist (Maisch et al., 1999). Das Vorrücken der Vegetation im Gletschervorfeld kann mit der Geschwindigkeit des Gletscherrückzugs nicht mithalten, noch langsamer wird die Waldgrenze ansteigen. Das vollständige Abschmelzen eines mächtigen Permafrostkörpers oder die Bodenbildung im Gletschervorfeld kann Jahrhunderte dauern.

Die Landschaftselemente beeinflussen sich gegenseitig und sind über Wechselbeziehungen miteinander zu einem Gesamtsystem verknüpft. Die unterschiedlichen Reaktionszeiten und Anpassungsfähigkeiten der Landschaftselemente im System werden zur Intensivierung der Dynamik (Veränderungen, Instabilitäten) führen. Dadurch kann sich das Erscheinungsbild der Landschaft und die Funktionsweise des Systems nachhaltig verändern und einen Zustand annehmen, der keine historischen Parallelen kennt.

Gletscher werden Schutt- oder Felsgebieten weichen, neue Gletscherseen werden sich bilden, die Auftauschicht über dem Permafrost wird mächtiger und heute noch permanent gefrorene Schutthalden werden auftauen. Damit wird sich auch das Potential für Naturgefahrenprozesse wie Murgang, Steinschlag, Fels- oder Bergsturz verändern und zu einer Verschiebung der Gefahrenggebiete führen.

Die Veränderungen werden auch die Attraktivität der Landschaft ergreifen und dadurch den Tourismus beeinflussen.

Diese Veränderungen werden dann zu einem "Problem" für den Menschen, wenn sie seine Nutzungen oder Aktivitäten beeinflussen. Gerade im Oberengadin, das durch den Tourismus sehr stark erschlossen ist, muss mit vielen solchen potentiellen Berührungspunkten gerechnet werden. Durch die steigende Nachfrage nach Erholung und Trendsportarten in der Natur, durch steigende Ansprüche im Wintertourismus und durch die abnehmende Schneesicherheit in vielen Schweizer Skigebieten ist mit einer zunehmenden Nutzung und einem zunehmenden Druck auf die Landschaft des Oberengadins zu rechnen. Diese Situation kann zum Aufeinanderprallen von Veränderungen im Landschaftsbild, intensiver Nutzung, teurer Infrastruktur sowie Intensivierung und Verschiebung von Naturgefahrenprozessen führen. Daraus können sowohl materielle als auch wirtschaftliche Schäden entstehen.

Für eine längerfristig gesunde wirtschaftliche Entwicklung muss der Lebens- und Wirtschaftsraum vor Naturgefahren geschützt und ein nachhaltiger Tourismus ermöglicht werden, der sich einerseits den laufenden und zukünftigen Landschaftsveränderungen anpassen kann und andererseits die Attraktivität der Landschaft nicht gefährdet. Dazu sollten aber bereits heute Entscheidungen gefällt werden können, welche die zukünftigen Situationen und Bedingungen kennen und miteinbeziehen müssen. Da sich die Veränderungen immer mehr unserem Erfahrungsbereich entziehen und ihre Geschwindigkeit ständig zunimmt, ist die Abschätzung der zukünftigen Verhältnisse kaum mehr möglich. Wenn es uns nicht gelingt, einen Weg zu finden, um die zukünftigen Verhältnisse abzuschätzen, werden unsere Möglichkeiten und unser Handlungsspielraum, um auf die Veränderungen frühzeitig reagieren zu können, immer kleiner.

Gerade im Oberengadin wurden bereits viele Daten erhoben und Modelle entwickelt, die jedoch immer nur ein spezifisches Teilgebiet abdecken und voneinander isoliert dastehen. Es fehlt eine Verknüpfung zwischen den verschiedenen Disziplinen und eine Kombination ihrer Resultate zu einer Synthese. In den einzelnen Disziplinen ist das Systemwissen zwar gut, es fehlt jedoch das Transform- und Zielwissen (Frischknecht und Schmied, 2002). Da sich die einzelnen Disziplinen bisher vor allem auf die spezifischen Probleme ihres Fachgebietes konzentrierten, ohne systematisch die Auswirkungen und Rückkopplungen auf andere Fachgebiete zu berücksichtigen, besteht im Bereich der interdisziplinären Analysen für das Hochgebirge eine Forschungslücke.

1.2 Zielsetzung

Diese Arbeit verfolgt vier Ziele:

1. Entwicklung eines Hochgebirgs-Informationssystems

2. Entwurf und Umsetzung einer Synthese zur Abbildung der Landschaft des Oberengadins für das Jahr 2000 und die Szenarienjahre 2025, 2050, 2075 und 2100
3. Aufzeigen von Forschungslücken und Verbesserungsbedarf in den einzelnen Fachgebieten aus der Sicht der Synthese
4. Entwicklung eines Werkzeugs zur Abschätzung der zukünftigen Landschaftsveränderungen und Problemräume im Oberengadin

Die Ziele zwei bis vier werden unter Verwendung des GISALP umgesetzt.

GISALP

Beim GISALP handelt es sich um ein geographisches Informationssystem (GIS). Es setzt sich aus einer räumlich orientierten Datenbank zusammen und wird Daten und Module aus Glaziologie, Geomorphologie, Hydrologie, Vegetationskunde, Bodenkunde, zu Infrastruktur, Naturschutz, Raumplanung und Klima beinhalten. Der Entwurf eines geeigneten Datenmodells legt die Basis für die Integration und Organisation von inhaltlich verschiedenen Daten. Das GISALP soll als Plattform dienen, um möglichst viele räumliche, digital verfügbare Daten, die das Oberengadin abdecken, zusammenzubringen. Neben den Daten werden im GISALP auch möglichst viele der benötigten Module integriert und so aufbereitet, dass sie benutzerfreundlich gestartet werden können. Die Modulresultate werden ebenfalls in die Datenbank integriert und so abgelegt, dass andere Module darauf zugreifen können.

SYNTHESE

Die Synthese soll den Versuch unternehmen und bezüglich Machbarkeit testen, ein komplexes System wie das Hochgebirge abzubilden, die darin ablaufenden Prozesse und ihre gegenseitigen Wechselwirkungen zu modellieren sowie die zukünftigen Veränderungen in der Natur bis ins Jahr 2100 in 25-Jahres-Schritten abzuschätzen und diese Szenarien zu visualisieren.

Die Synthese versucht einen Beitrag in der interdisziplinären Forschung zu leisten, indem es einen ersten Versuch darstellt, die Landschaft des Hochgebirges als Ganzes zu modellieren und sich nicht nur auf ein einzelnes Fachgebiet oder einen einzelnen Prozess konzentriert. In diesem Sinn wird versucht, vegetationskundliche, geomorphologische, glaziologische und pedologische Daten und Modelle zu kombinieren, wobei die Geologie nicht integriert wird.

WERKZEUG FÜR DIE PRAXIS ZUR ABSCHÄTZUNG DER VERÄNDERUNGEN

Die Resultate sowohl der Synthese als auch der einzelnen Module können wertvolle Informationen und Entscheidungsgrundlagen für die Praxis darstellen. Sie sollen die folgenden Fragen beantworten helfen:

- Wo finden in den nächsten 100 Jahren Veränderungen statt? Welche Gebiete sind am stärksten, welche am wenigsten von den Veränderungen betroffen?
- Wo entwickeln sich in den nächsten 100 Jahren neue potentielle Startgebiete von Naturgefahrenprozessen, wo verschwinden bestehende?

- Welche Gebiete sind in Zukunft von einem Naturgefahrenprozess gefährdet, wo müssen neue Gefahrengebiete ausgeschieden werden, welche heutigen Gefahrengebiete verschwinden?
- Wo könnte in der Zukunft eine bestehende Infrastruktur von einem Naturgefahrenprozess betroffen sein?
- Wie entwickelt sich die Landschaftsattraktivität? Wo nimmt sie zu, wo nimmt sie ab?

Auf der Basis des GISALP soll eine einfache Benutzeroberfläche entworfen werden, welche zur Entscheidungsbildung in der Praxis eingesetzt werden kann. Die Oberfläche soll es dem Benutzer in der Praxis erlauben, über Menüs und Dialogfelder die gewünschten Daten und Modulresultate auszuwählen und in gut lesbarer Form über einer Karte, einer dreidimensionalen Darstellung oder einem Satellitenbild zu visualisieren. Die Visualisation (Karten, 3D-Ansichten) von Resultaten zu verschiedenen Zeitpunkten erlaubt die Darstellung der zeitlichen Entwicklung und macht aus dem GISALP ein vierdimensionales Informationssystem.

Weiter soll bei ausgewählten Punkten, sogenannten Hotspots, weiterführende Informationen wie langjährige Messreihen oder spezielle Beobachtungen abgerufen werden können. Diese Hotspots können auch über einen Link auf eine Internetseite verweisen und somit Zugang zu den entsprechenden Forschungsprojekten und Kontaktadressen anbieten. Dadurch kann das GISALP einen Überblick über die laufenden Forschungs- sowie langfristigen Beobachtungs- und Messprojekte verschaffen.

Das GISALP soll als Informationssystem bei raumrelevanten Fragestellungen Unterstützung bieten und insbesondere bei langfristigen Entscheidungen Informationen liefern. Mit Hilfe des GISALP soll ein frühzeitiges Erkennen von Veränderungen oder der Entwicklung von Gefahrengebieten möglich sein und damit die langfristige Raumplanung unterstützen.

Der Einsatz des GISALP ist bei verschiedenen Fragestellungen denkbar:

- Raumplanung: Ausscheidung von Gefahrenzonen, Einzonungen, Bauten ausserhalb der Bauzonen, Sicherheit bestehender Infrastruktur, Schutzbauten
- Bergbahnen: Linienführung einer Piste oder Wasserleitung, Neubau oder Ausbau einer Bahn oder Bergstation
- Sportanlässe: Planung und Durchführung von Sportanlässen, Einführung eines neuen Angebotes, frühzeitiges Erkennen von veränderten Nachfragen
- Öffentlichkeit: Information über Konsequenzen der Veränderungen und allenfalls notwendige Massnahmen in Form von Karten, 3D-Ansichten oder Animationen
- Schulen: Aufdecken von komplexen Zusammenhängen, Sensibilisierung über die Auswirkungen der Klimaveränderung, Systemverständnis wecken
- Wissenschaft: Aufdecken von Schwachpunkten bei den Modellen oder noch vorhandene Lücken bei den Daten

Zur Beantwortung dieser Fragen werden die folgenden Teilziele formuliert.

OBJEKTORIENTIERTE DATENMODELLIERUNG

Ein geeignetes objektorientiertes Datenmodell ermöglicht eine leistungsfähige und effiziente Datenorganisation sowie eine vernetzte Analyse von Hochgebirgsphänomenen.

Da im GISALP viele verschiedene Daten und Modelle aus unterschiedlichen Quellen zusammengefügt werden, ist die Arbeit mit einem sorgfältig entwickelten Datenmodell eine wichtige Voraussetzung. Die Datenmodellierung bestimmt die Qualität des gesamten Geo-Informationssystems GISALP, da sie den Zugriff auf die Daten sowohl durch Benutzer als auch durch Programme, die Dokumentation der Daten, das Vermeiden von Redundanzen aber auch die Flexibilität gegenüber neuen Daten oder Technologien regelt und gewährleistet.

In der objektorientierten Datenmodellierung können die Daten mit natürlichen Eigenschaften ausgestattet werden, so hat ein Fluss beispielsweise eine Fließrichtung. Zwischen den Objekten können Beziehungen und Regeln definiert werden, welche in einem ebenenstrukturierten Datenmodell nur über einen Programmcode umgesetzt werden können.

Durch die Arbeit mit einem objektorientierten Datenmodell kann der Programmieraufwand im GISALP wesentlich reduziert werden.

VERÄNDERUNGSRÄUME

Durch die Modellierung von temperaturabhängigen Landschaftsphänomenen und Prozessen unter heutigen und möglichen zukünftigen Klimabedingungen und dem Vergleich der Resultate untereinander können Veränderungsräume aufgezeigt werden.

Unter einem Veränderungsraum wird ein Gebiet verstanden, das in einer gewissen Zeitspanne eine Veränderung erfährt. Unter dem Einfluss sich verändernder Temperaturbedingungen werden durch den Gletscherrückzug, das Schmelzen des Permafrostes, die Entstehung neuer Seen oder das Auftreten von Naturgefahrenprozessen viele Veränderungsräume entstehen. Im GISALP können nur Veränderungsräume der Geosysteme berechnet werden.

Die Veränderungsräume werden aufgefunden, indem man die Modulresultate von zwei verschiedenen Zeitpunkten miteinander vergleicht. Die Differenzen zwischen den beiden Resultaten ergeben die Veränderungsräume. Dabei kann unterschieden werden, ob es sich bei der Veränderung um eine Zu- oder Abnahme, um eine Neubildung oder um ein Verschwinden handelt. Zu diesem Zweck wird das Modul CHANGE entwickelt. Es kann auch auf seine eigenen Resultate angewendet werden und sozusagen die Veränderungen der Veränderungsräume berechnen. Dadurch werden Aussagen über die Entwicklung und Geschwindigkeit der Veränderungen möglich.

Je nach Interesse können über die Veränderungsräume durch Überlagerung mit anderen Daten weitere Aussagen und Informationen gewonnen werden. Es kann überprüft werden, ob die von einem Naturgefahrenprozess betroffene Fläche auf einen Veränderungsraum trifft, beispielsweise ob eine Eislawine einen neu entstandenen See erreichen könnte.

Für die Praxis dürften vor allem diejenigen Veränderungsräume von Interesse sein, welche eine durch menschliche Aktivitäten genutzte Fläche oder eine Infrastruktur betreffen.

PROBLEMRÄUME

Durch Analysen der Modulresultate lassen sich heutige und zukünftige Problemräume aufdecken. Das GISALP hilft mit, die künftige Entwicklung von Problemräumen frühzeitig zu erkennen.

Ein Problemraum für den Menschen entsteht dort, wo die von einem Naturgefahrenprozess betroffene Fläche eine Infrastruktur überschneidet, wo die Landschaftsattraktivität abnimmt, wo sich Nutzungskonflikte ergeben oder wo eine ungenügende Schutzwirkung vorhanden ist.

Für eine zeitabhängige Identifikation der Problemräume wird das Modul PROBLEM entwickelt. Es greift auf die Resultate der Prozessmodule zu und prüft sie auf Überschneidungen mit den Infrastrukturdaten. Die abnehmende Landschaftsattraktivität wird durch Selektion der Veränderungsräume des Moduls ATTRAC gefunden. Das Modul PROBLEM wird fähig sein, die Entwicklung von zukünftigen Problemräumen frühzeitig zu erkennen und allfällige Verschiebungen der heutigen Problemräume aufzuzeigen.

1.3 Vorgehen

AUFBAU GEO-INFORMATIONSSYSTEM

Ausgehend von den Zielsetzungen werden die im GISALP benötigten Daten und Module definiert und akquiriert. Gleichzeitig wird mit dem Entwurf des Datenmodells das Fundament des GISALP gelegt. In diesem Schritt fallen die Entscheidungen bezüglich Software und Programmiersprache, Datenformat, benötigten Attributdaten, Ordnerstruktur, Benennung der Datensätze sowie Organisation der Metadaten. Die akquirierten Daten und Module werden gemäss den Vorgaben des Datenmodells ins GISALP integriert, wobei in einigen Fällen Umkonvertierungen und Anpassungen vorzunehmen sind. Die Module werden dahingehend angepasst, dass sie nach Wahl für das Jahr 2000 oder die Szenarienjahre 2025, 2050, 2075 oder 2100 gestartet werden können.

Einige Module, die für die Zielsetzungen des GISALP wichtig sind, aber nicht anderweitig akquiriert werden konnten, wurden, soweit es im Rahmen dieses Projektes möglich war, selber programmiert. Dies betrifft die Module MURDISP, EISDISP, VORSEE, VEGIKART, CHANGE, PROBLEM und ATTRAC.

ENTWURF UND UMSETZUNG DER SYNTHESE

Mit der Synthese wird versucht, die Module miteinander zu verknüpfen und eine interdisziplinäre Modellierung der Hochgebirgslandschaft des Oberengadins umzusetzen. Dazu werden die Module in Temperatur-Reaktions-, Dispositions-, Prozess- und Interpretationsmodule unterteilt. Die Beeinflussungen und Beziehungen zwischen den Daten und Modulen werden in einem Diagramm aufgezeichnet. Dies bildet die Vorlage zur Verknüpfung der Module. Durch programmtechnische Anpassungen

wird die Synthese so umgesetzt, dass ein Modul automatisch auf die Resultate eines oder mehrerer anderer Module zugreift und diese als Inputdaten verwendet.

OBERFLÄCHENENTWICKLUNG

Der Entwurf und das Design einer geeigneten GIS-Oberfläche soll das GISALP in ein Werkzeug umwandeln, das in der Praxis eingesetzt werden kann. Die Oberfläche muss einen einfachen und effizienten Zugriff auf die Daten und Resultate gewährleisten, das Abrufen weiterer Informationen über Hotspots anbieten und Visualisierungen von zeitlichen Entwicklungen sowie die Herstellung von dreidimensionalen Darstellungen unterstützen.

2 Das Oberengadin

2.1 Landschaft

Das Oberengadin erstreckt sich entlang des Inntals von Sils im Südwesten bis S-chanf im Nordosten. Die durchschnittliche Höhe der Talsohle beträgt 1750 m ü.M., wobei die Bernina mit 4049 m ü.M. den höchsten Punkt sowohl des Oberengadins als auch der gesamten Ostalpen bildet. Die tiefste Stelle mit 1565 m ü.M. befindet sich bei Punt Ota, wo der Inn das Oberengadin verlässt. Der politische Kreis Oberengadin umfasst eine Fläche von 722 km², davon befinden sich 473 km² oder 66% oberhalb der Waldgrenze und 293 km² oder 41% ist vegetationsfreies Gebiet. 1999 bedeckten 173 Gletscher eine Fläche von 42 km² oder 6%, wobei der Morteratschgletscher mit einer Länge von über 7 km der grösste Gletscher der Region ist. Der Permafrost umfasst eine Fläche von ungefähr 198 km² oder 27.4%. Im Oberengadin befinden sich 456 Seen, wovon die grössten vier die breite Talsohle zwischen St. Moritz und Maloja prägen (Abbildung 1; Zahlen basieren auf Datensätzen des GISALP). Eine topographische Besonderheit des Inntals ist das Fehlen des oberen Talabschlusses. Nach einem sanften Anstieg bis Maloja fällt das Gelände abrupt ca. 300 m tief ins Bergell ab.



Abbildung 1: Links die Seenplatte mit dem Silsersee im Vordergrund und Blick in Richtung St. Moritz, rechts die Plaiv mit La Punt – Chamues-ch im Vordergrund und Blick Richtung S-chanf (Aufnahme: Juni 2003).

2.2 Geologie

Das Oberengadin gehört geologisch zu den ostalpinen Decken. Sie sind die höchsten Bauelemente der Alpen und überlagern entlang einer Linie Oberhalbstein – Sils – Bernina – Poschiavo die penninischen Decken. Das Ostalpin ist aus dem Grundgebirge des afrikanischen Kontinents und Sedimenten der adriatischen Platte aufgebaut. Als höchste Deckeneinheit der Alpen sind die Gesteine kaum oder nur schwach metamorph. Die ostalpinen Sedimente werden insbesondere von mächtigen Dolomit- und Kalksteinschichten aus der Trias (225-195 Mio. Jahren vor heute) geprägt (Labhart, 1995).

Die ostalpinen Decken werden weiter unterteilt in ein Ober- und Unterostalpin. Das Unterostalpin umfasst mit dem Err- Bernina- Deckenkomplex, bestehend aus Margna- Bernina- und Errdecke, die Berninagruppe sowie das Gebiet vom Julier bis und mit Val Bever. Das Kristallin dieses Deckenkomplexes beinhaltet Gneis, Glimmergneis, Amphibolite, Serpentine, Glimmerschiefer, Glimmerquarzite, Phyllite, Tiefengesteine wie Granite, Granodiorite, Gabbros, Diorite und Syenite, ferner vulkanische Gesteine sowie Aplit- und Pegmatitgänge. Die Sedimente, welche zwischen den verschiedenen Teildecken eingeklemmt sind, umfassen mächtige Triasdolomite sowie bunte Breccien aus dem Jura (195-136 Mio. Jahre vor heute, siehe Abbildung 2; Labhart, 1995; Spillmann, 1993).



Abbildung 2: Farbintensive Jurasedimente zwischen Piz Traunter Ovas (links) und Piz Surgonda (rechts) im hinteren Val Bever (Aufnahme: 9. 8. 2003).

Die oberostalpinen Decken überlagern das Unterostalpin und reichen von Pontresina und auf der anderen Talseite vom Albulapass aus ostwärts. Sie werden von der kristallinen Silvrettaecke sowie von mächtigen Dolomiten im Gebiet des Nationalparks dominiert. Die Languard-Campodecke enthält Para- Orthogneise, Phyllite, Amphibolite, sowie etwas Granit und Granodiorit, nordostwärts schliessen Trias- und Jurasedimente der Berninadecke an mit Dolomit, Raibler Rauhwacke, Kalken sowie Kiesel- und Mergelschiefen (Bearth et al., 1987; Labhart, 1995; Spillmann, 1993).

Die Trias- und Jurasedimente der oberostalpinen Eladecke lösen beim Albulapass die kristalline, unterostalpine Errdecke mit Schiefer und Kalk ab. Nordwärts davon schliesst das Kristallin der Silvrettaecke mit Gneisen an. Östlich davon, zwischen La Punt und Zuoz, erscheinen Schuppen der Berninadecke mit Sedimenten aus dem Trias und Perm (280 – 225 Mio. Jahre vor heute) in streifenartiger Anordnung. Vom Tal- ausgang des Val Susauna bis S-chanf findet man Dolomit, Kalk und Kieselkalk der S-charldecke (Bearth et al., 1987).

Das Haupttal des Engadins verläuft entlang einer Bruchlinie, welche die verschiedenen Decken und Teildecken um mehrere Kilometer verschoben hat (Labhart, 1995). Dies zeigt sich deutlich beim Übergang vom Unterostalpin zum Oberostalpin, der sich

orographisch rechts vom Inn bei Pontresina und links beim Albulapass befindet (Beaerh et al., 1987).

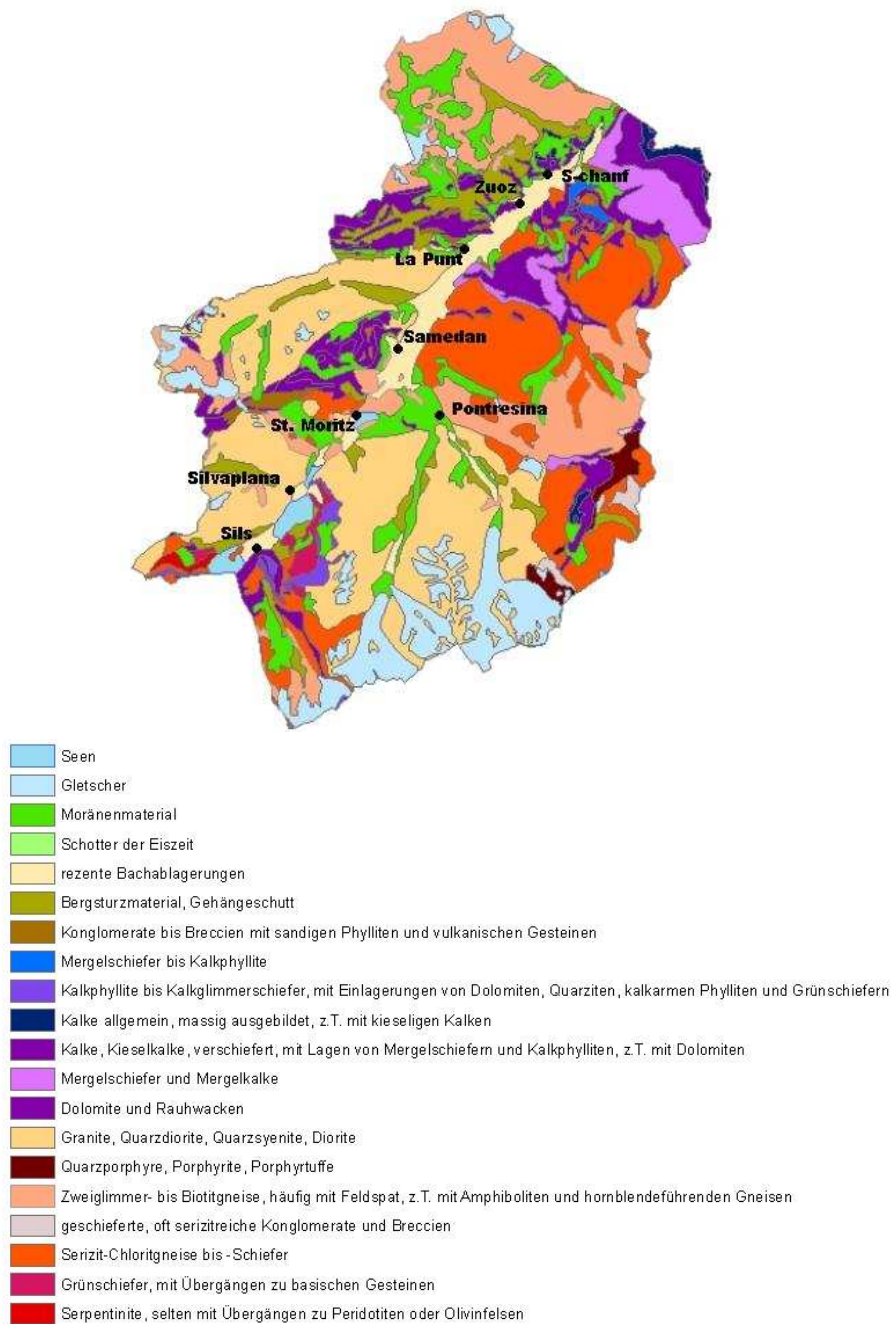


Abbildung 3: Vereinfachte geotechnische Karte des Oberengadins (BWG, 1990).

2.3 Klima

Die Lage als inneralpines Hochtal führt im Oberengadin zu einem trockenen, kontinentalen Klima. Charakteristisch sind grosse Temperaturschwankungen sowohl im Jahres- wie auch im Tagesgang und eine geringe Niederschlagsmenge (Gensler und Schüepp, 1991). Östlich von Sils beträgt der Jahresniederschlag im Tal weniger als 1000 mm (siehe Tabelle 1 und 2).

	Bernina Hospiz, 2300 m ü.M.	Piz Corvatsch, 3300 m ü.M.	Sils, 1800 m ü.M.	St. Moritz, 1780 m ü.M.	Bever, 1711 m ü.M.	S-chanf, 1670 m ü.M.
Januar	87	69	60	50	46	50
April	128	94	88	67	60	57
Juli	141	133	125	115	106	104
Oktober	144	110	101	85	75	70
Jahr	1403	1176	1077	917	838	823

Tabelle 1: Durchschnittliche Niederschlagsmenge in mm für die Zeitperiode 1971-1990 für ausgewählte Monate und Orte im Oberengadin (HADES, 2004).

	Bernina Hospiz, 2300 m ü. M.	Piz Corvatsch, 3300 m ü.M.	Sils, 1800 m ü.M.	St. Moritz, 1780 m ü.M.	Bever, 1711 m ü. M.	S-chanf, 1670 m ü.M.
Januar	-7.7	-13	-7.8	-9.5	-10.1	-9.1
Februar	-7.8	-13.3	-6.9	-8.5	-8.9	-8
März	-5.7	-12.1	-4	-4.9	-4.8	-4.2
April	-2.4	-9.4	-0.2	-0.4	-0.1	0.3
Mai	2.2	-5.1	4.4	4.5	4.9	5.2
Juni	6.3	-2	8.3	7.9	8.2	8.6
Juli	9.4	0.7	10.8	10.2	10.6	10.9
August	8.8	0.7	10.3	9.6	9.8	10.3
September	6.4	-1.1	7.6	6.8	6.9	7.5
Oktober	2.3	-4	3.2	2.5	2.4	3
November	-3.5	-9.3	-2.4	-3.9	-4.2	-3.5
Dezember	-6.8	-11.7	-6.3	-8.4	-9.1	-8.1
Jahr	0.1	-6.6	1.4	0.5	0.5	1.1

Tabelle 2: Durchschnittliche Monats- und Jahrestemperaturen der Zeitperiode 1961-1990 für ausgewählte Orte im Oberengadin in °C (Atlas der Schweiz, 2004).

Die Folge dieser geringen Niederschlagsmenge ist eine schwache Verdunstung und eine tiefe relative Luftfeuchtigkeit. Das führt zu geringer Wolken- und im Sommer zu geringer Gewitterbildung. Die intensive Sonneneinstrahlung in den Sommermonaten bringt eine starke Erwärmung mit sich. Die mittlere Mittagstemperatur der Monate Juni bis August ist im Engadin um bis zu 5°C wärmer als auf derselben Höhe in den nördlichen Voralpen oder im Jura. Im Winter und in der Nacht ermöglicht die trockene Luft eine intensive Abstrahlung, was mit einer starken Abkühlung verbunden

ist. So kann sich während stabilen Hochdrucklagen im Winter ein ausgeprägter Kaltluftsee über der Talebene bei Samedan bilden, der in 100-200 m über Grund durch eine starke Inversion begrenzt ist (Gensler, 1978). Dann ist die Temperatur in den frühen Morgenstunden beim Flugplatz Samedan oft bis zu 10°C kälter als auf dem 3306 m ü.M. gelegenen Corvatsch.

Die West- und Nordwinde führen im Engadin kaum oder nur zu geringen Niederschlägen. Die Hauptniederschlagsmengen bringen die Südwinde, die über den Maloja- und Berninapass einen direkteren Weg ins Engadin haben. Im Winterhalbjahr stammt praktisch der ganze Niederschlag von den Südwinden. Ihnen kommt daher eine entscheidende Bedeutung beim Aufbau der Schneedecke zu (Gensler, 1978).

Im Sommer spielt der Malojawind eine grosse Rolle im täglichen Witterungsgeschehen. An schönen Tagen beginnt er meistens um die Mittagszeit als Folge der Thermikbildung und ersetzt die aufsteigende Luft durch feuchte Luft aus dem Bergell. Er kann eine Stärke von 40 km/h oder mehr erreichen und bringt deshalb eine spürbar abkühlende Wirkung mit sich. Da er von zahlreichen Surfern, Seglern und Segelfliegern genutzt wird, kommt ihm eine gewisse touristische Bedeutung zu. Auch die Malojaschlange kommt, wie ihr Name verrät, vom Malojapass her (Abbildung 4). Sie bildet sich als schmales Wolkenband und schlängelt sich den seitlichen Berghängen entlang talabwärts. Sie entsteht durch Kondensation feuchter Luft aus dem Bergell oder der Poebene und ist oft Vorbote für schlechtes Wetter (Gerig, 1978).



Abbildung 4: Über den Malojapass fliesst feuchte Luft ins Engadin. An den seitlichen Hängen beginnt sich die Malojaschlange zu bilden (Aufnahme: 23. 10. 2004).

2.4 Besiedlung und Wirtschaft

Das Untersuchungsgebiet umfasst den Kreis Oberengadin, der an die Regionen Bergell, Poschiavo, Unterengadin, Mittelbünden und Davos sowie an Italien angrenzt. Von Norden kommend ist das Hochtal durch das Inntal (Unterengadin) oder über die Strassenpässe Julier, Albula und Flüela erreichbar, wobei nur der Julierpass ganzjährig geöffnet ist. Von Süden kommend fährt man über den Bernina- oder Malojapass. Bahnreisende haben die Möglichkeit, über den Berninapass oder durch den Albula- oder Vereinatunnel anzureisen.

Der Kreis Oberengadin umfasst die 11 Gemeinden Bever, Celerina, Madulain, La Punt – Chamues-ch, Pontresina, Samedan, S-chanf, St. Moritz, Sils, Silvaplana und Zuoz. Das Oberengadin zählt rund 16'000 Einwohner (Kämpf und Roth, 2003). Dank seinem umfangreichen Angebot an Sport- und Freizeitmöglichkeiten, dem Heilbad sowie dem Kurklima konnte sich die Region zu einem der bedeutendsten und ältesten Tourismusgebiete der Schweiz entwickeln. Somit zählt das Oberengadin zu den wirtschaftlich stärksten Regionen im Kanton und wird nicht vom Investitionshilfegesetz für Berggebiete (IHG) unterstützt, was sonst nur noch auf die Landschaft Davos und das Churer Rheintal zutrifft (Kilgus et al., 2001).

Das Oberengadin weist nicht nur für Sport- und Freizeitmöglichkeiten eine gute Infrastruktur auf. Mit zwei Mittelschulen, einer Gewerbeschule sowie der Höheren Fachschule für Tourismus Graubünden (HFT) hat das Oberengadin zusammen mit den Regionen Davos und Chur auch das höchste Bildungsangebot im Kanton (Kilgus et al., 2001). In Samedan befindet sich der einzige Flugplatz des Kantons, den mittelgrosse Jets anfliegen können. Mit dem Kreisspital Oberengadin in Samedan, der Klinik Gut in St. Moritz, insgesamt 32 Arzt- und 9 Zahnarztpraxen sowie einem Alters- und Pflegeheim ist die medizinische Infrastruktur ebenfalls sehr gut ausgebaut (Kilgus et al., 2001).

Immer wieder fanden und finden nationale und internationale Sportanlässe im Oberengadin statt, so z.B. 1948 in St. Moritz die olympischen Winterspiele. Im Februar 2003 wurden die alpinen Skiweltmeisterschaften in St. Moritz und im Januar/Februar 2001 die Zweier- und Viererbob-Weltmeisterschaften in Celerina ausgetragen. Im Januar 2005 fanden in S-chanf die Junioren-Weltmeisterschaften im Langlauf-OL statt. Der Engadin Skimarathon zieht seit 1969 jährlich über 10'000 Langlaufbegeisterte an.

Das Oberengadin ist ein wichtiger Arbeitsort. Diverse Zupendler aus den benachbarten Regionen, Grenzgänger aus Italien sowie Saisonniers finden im Oberengadin einen Arbeitsplatz, insgesamt können 13'000 Erwerbstätige gezählt werden. Mit 83% liegt die Erwerbstätigenquote sehr hoch und führt dazu, dass das Oberengadin im Kanton die höchste wirtschaftliche Leistungsfähigkeit aufweist (Kämpf und Roth, 2003). 1995 befanden sich 73% der Arbeitsplätze im Dienstleistungssektor, der vor allem vom Tourismus geprägt ist. Schätzungsweise sind sogar 90% der Arbeitsplätze direkt oder indirekt vom Tourismus abhängig (Kilgus et al., 2001).

Jede dritte Hotelübernachtung im Kanton Graubünden findet im Oberengadin statt. Somit ist es im Kanton die bedeutendste Tourismusregion (Kämpf und Roth, 2003). Obwohl die Logiernächtezahlen im Winter stagnieren und im Sommer zunehmen, werden die Spitzenwerte im Winter erreicht und liegen über einer Million (Ferienre-

gion Oberengadin FRE, 2000). Der Tourismus ist durch eine extreme Saisonalität gekennzeichnet. In den Monaten Mai und November werden nur gerade 7% der Logiernächte der Monate Februar und August erreicht. Da die meisten Logiernächte auf die Hotellerie entfallen, resultiert aus dem Tourismus für die Region eine hohe Wertschöpfung. Insbesondere der Wintertourismus bildet das wirtschaftliche Rückgrat des Oberengadins (Kilgus et al., 2001).

3 Grundlagen

3.1 Der Klimawandel

Die letzte Eiszeit, Würm genannt, erreichte ihren Höhepunkt vor ungefähr vor 18'000 Jahren. Ihre letzte Kaltphase, die Jüngere Dryas, ging vor ungefähr 10'000 Jahren zu Ende. Wie die Analyse grönländischer Eisbohrkerne zeigt, fand zu dieser Zeit eine sehr abrupte globale Temperaturveränderung statt, welche innerhalb von 50 Jahren eine Erwärmung um 7°C brachte (Dansgaard et al., 1989; Kübler et al., 1998). Dabei wird vermutet, dass ein Zusammenhang zu Schwankungen der Meeresströmungen besteht, die sich sehr rasch ändern können, beispielsweise bei riesigen Eisabbrüchen ins Meer (Stocker und Schmittner, 1997).

Während einer Warmzeit zwischen 900 und 1300 waren die Temperaturen phasenweise sogar höher als im 20. Jahrhundert. Sehr warme Winter traten zwischen 1526 und 1535 sowie zwischen 1606 und 1615 gehäuft auf. Sowohl Anfang als auch Ende der Kleinen Eiszeit, die von 1600 bis 1850 dauerte, verliefen abrupt. Somit muss festgehalten werden, dass es auch schon während den letzten 500 Jahren ausgeprägte Temperaturanomalien gegeben hat (Pfister, 1999; Pfister et al., 1997). Starke Temperaturanstiege wurden zwischen 1940 und 1949 verzeichnet, von 1950 bis 1970 fand wieder eine leichte Abkühlung statt. Seit den späten 80er Jahren tritt jedoch wieder eine Häufung von Wärmeanomalien auf (Baeriswyl et al., 1997; Gislser et al., 1997; Ohmura et al., 1996).

Gemäss IPCC hat die mittlere Oberflächentemperatur während des 20. Jahrhunderts global um $0.6^\circ \pm 0.2^\circ\text{C}$ und in Europa um 0.95°C zugenommen (CRU, 2003; Jones und Moberg, 2003; in: EEA, 2004). Die Landmassen haben sehr wahrscheinlich eine stärkere Erwärmung erfahren als die Ozeane. Die Oberflächentemperatur auf der Nordhemisphäre hat im 20. Jahrhundert vermutlich schneller zugenommen als dies in den letzten 10'000 Jahren je der Fall war. Die im 20. Jahrhundert beobachtete Klimaveränderung war zu schnell und zu stark, um als Ausklang der Kleinen Eiszeit gedeutet zu werden. Zwischen 1910 und 1945 hat die Temperatur mit einer Geschwindigkeit von $0.17^\circ \pm 0.03^\circ\text{C}$ pro Jahrzehnt zugenommen, ab 1975 sind es $0.24^\circ \pm 0.07^\circ\text{C}$ pro Jahrzehnt (IPCC, 2002). In den letzten 30 Jahren haben die Temperaturen in der Schweiz um 0.4° bis 0.6°C zugenommen, was deutlich über dem globalen Mittel einer Zunahme von 0.1° bis 0.2°C liegt. Diese Temperaturveränderungen finden räumlich und zeitlich unregelmässig verteilt statt. Die Nachttemperaturen erfahren eine stärkere Zunahme als die Tagestemperaturen (OcCC, 2002). Die absoluten Minimumtemperaturen und die Temperaturen der Wintermonate werden wärmer, insbesondere im Süden und Südwesten der Schweiz, während die Sommertemperaturen bisher kaum angestiegen sind (Baeriswyl et al., 1997; Gislser et al., 1997; Ohmura et al., 1996).

Global sind die 1990er Jahre als das wärmste Jahrzehnt und das Jahr 1998 als das wärmste Jahr, gefolgt von den Jahren 2002 und 2003, in die Geschichte der letzten 1000 Jahre eingegangen (Jones und Moberg, 2003; in: EEA, 2004). Der Juni 2003 war der wärmste Juni seit Messbeginn 1864 (Frei, 2003a). Das legt den Verdacht nahe, dass die Temperaturzunahme Werte erreichen wird, die jeglichen Erfahrungsbe-

reich des Menschen sprengen, da sie seit der letzten Eiszeit vermutlich nie aufgetreten sind. Vermutlich hat die Temperatur in den letzten 1000 Jahren nie so schnell zugenommen wie im 20. Jahrhundert (EEA, 2004; Schär et al., 2003).

Der Niederschlag hat im 20. Jahrhundert in Nordeuropa um 10-40% zugenommen, in Südeuropa dagegen bis zu 20% abgenommen (EEA, 2004). Für den gleichen Zeitraum konnte eine Zunahme des Wasserdampfgehaltes und der Wolkenbedeckung um 2% festgestellt werden. Die Starkniederschläge weisen wahrscheinlich in mittleren und höheren Breiten eine Zunahme auf (IPCC, 2002). Für die Schweiz wurde eine Niederschlagszunahme vor allem für den Winter festgestellt (Widmann und Schär, 1997).

In den nächsten 100 Jahren wird insbesondere in höheren Lagen und im Winter ein überdurchschnittlicher sowie beschleunigter Temperaturanstieg erwartet. Für die Niederschläge wird eine Zunahme und Intensivierung im Winter vorausgesagt, dafür wird es trockenere Sommer geben (EEA, 2004; IPCC, 2002; OcCC, 2002).

Als natürliche Ursachen für eine Klimaveränderung kommen Vulkanausbrüche, Schwankungen der Erdumlaufbahn, der Erdachse oder der Sonnenaktivität in Frage (EEA, 2004). Damit lässt sich die Erwärmung seit 1850 nur zu 50% und ab 1970 nur noch zu einem Drittel erklären (Wanner et al., 1998). Der Temperaturanstieg in den letzten 50 Jahren ist nur mit dem Einfluss der Treibhausgase modellierbar (IPCC, 2002). Im 20. Jahrhundert hat eine deutliche Zunahme der Treibhausgaskonzentration (CO_2 , CH_4 , N_2O , O_3) in der Atmosphäre stattgefunden. Diese Zunahme ist menschlichen Aktivitäten zuzuschreiben, insbesondere der Verbrennung von fossilen Brennstoffen, dem Abholzen von Wäldern sowie der Verwendung von fluorierten Gasen in der Industrie. Die CO_2 -Konzentration hat seit vorindustrieller Zeit um 34% zugenommen und ist heute höher, als sie das je während den letzten 500'000 Jahren war (EEA, 2004).

Die Abschätzungen der zukünftigen Temperaturentwicklung ist stark von der Entwicklung der CO_2 -Konzentration abhängig. Szenarien dazu unterliegen grossen Unsicherheiten, da sie von vielen Faktoren wie Klimarückkopplungen sowie technischen, sozialen, politischen und wirtschaftlichen Entwicklungen beeinflusst werden. Selbst bei einer raschen Stabilisierung der CO_2 -Emissionen ist wegen der langen Verweildauer in der Atmosphäre noch jahrhundertlang mit einem Temperaturanstieg zu rechnen (EEA, 2004). Man erwartet im 21. Jahrhundert eine Temperaturerhöhung von 1.4° bis 5.8°C, was eine 2–10 mal stärkere Erwärmung als im 20. Jahrhundert bedeuten würde und sehr wahrscheinlich seit dem Ende der letzten Eiszeit vor 10'000 Jahren einzigartig ist (OcCC, 2002). Die stärkste Erwärmung wird für Landgebiete, für hohe nördliche Breiten und für den Winter erwartet (IPCC, 2002). Die grosse Spannweite zwischen 1.4.° und 5.8°C weist auf die grosse Unsicherheit hin, die mit den Temperaturszenarien verbunden ist. Dieser Umstand ist vor allem auf die ungenügende Verfügbarkeit von räumlich und zeitlich genügend gut aufgelösten Daten und genügend langen Messreihen zurückzuführen (EEA, 2004).

Die vorliegende Arbeit basiert auf folgendem Temperaturanstiegs-Szenario:

- bis 2025: + 0.7°C
- bis 2050: + 1.6°C
- bis 2075: + 2.45°C
- bis 2100: + 3°C

Dies entspricht dem Szenario A1B nach OcCC (2002), welches von einem schnellen wirtschaftlichen Wachstum, einem Bevölkerungshöhepunkt um 2050, einer schnellen Einführung neuer und effizienter Technologien, einer Verkleinerung der globalen ökonomischen Unterschiede sowie der Verwendung einer ausgewogenen Mischung zwischen fossilen und erneuerbaren Energiequellen ausgeht (OcCC, 2002). Veränderungen bei Niederschlag, Verdunstung, Luftfeuchtigkeit, Bewölkung usw. werden in dieser Arbeit nicht berücksichtigt.

3.2 Folgen der Klimaveränderung

Die Zugbahnen der Zyklonen und somit die Grosswetterlagen im Alpenraum werden sehr stark von der Nördlichen Atlantischen Oszillation, dem Druckunterschied zwischen dem Islandtief und dem Azorenhoch (NAO-Index), beeinflusst, der sich periodisch ungefähr alle 20–30 Jahre ändert. Bei einem positiven NAO-Index herrscht ein grosser Druckunterschied vor, der kräftige Westwinde verursacht und somit das Vordringen von Tiefdruckgebieten und polaren Wirbeln nach Mitteleuropa verhindert. Die Tendenz zu milden Wintern seit den letzten 10–20 Jahren kann auf einen positiven NAO-Index zurückgeführt werden (Hurrell, 1996; in: EEA, 2004). Bei einem negativen NAO-Index herrschen kleine Druckunterschiede vor, was zu stabilen Tiefs und somit zu langanhaltenden Wettersituationen führt. Da sich die nördlichen Gebiete in Zukunft generell stärker erwärmen als die südlichen, dürfte sich der Luftdruck über Island schneller als über den Azoren erhöhen. Für die Zukunft lässt das ein häufigeres Auftreten eines negativen NAO-Indexes erwarten. Dies kann langanhaltende Wettersituationen mit sich bringen, was in Europa zu extremen Niederschlagsperioden mit Murgängen, Hochwassern oder Lawinen führen könnte. Aber auch das Vordringen von polarer Kaltluft bis weit in den Süden ist bei einem negativen NAO-Index denkbar, was wieder häufiger kalte und schneereiche Winter ermöglichen würde (Glogger, 1998).

Nach dem heutigen Prozessverständnis wird in Zukunft eine Zunahme von Extremereignissen wie intensive Niederschlagsperioden, Stürmen, Trockenperioden oder Hitzesommern erwartet, eine quantitative Abschätzung ist jedoch nicht möglich. Auch ist ein Trend in der Häufigkeit von Extremereignissen statistisch bisher noch nicht nachweisbar, da die Messreihen zu kurz sind und die Extremereignisse zu selten (Frei, 2003a). Hingegen ist eine Zunahme intensiver Niederschlagsereignisse, die jedoch im Gegensatz zu Extremereignissen keine Schäden verursachen, in den letzten 100 Jahren nachweisbar (Frei, 2003b). Dies darf als Indiz für eine Intensivierung des Wasserkreislaufs gesehen werden, welcher sich überproportional auf die Häufigkeit von Starkniederschlägen auswirkt (Frei et al., 1998; in: Frei, 2003b). Die Evidenz steigt, dass die Häufigkeit von extremen Klimasituationen zunimmt und die Abweichung von Durchschnittswerten immer grösser wird (IPCC, 2002).

Einen bedeutenden Einfluss auf das mitteleuropäische Klima übt der Golfstrom aus, der durch die thermohaline Zirkulation angetrieben wird. Findet eine Erwärmung des Meerwassers und eine Abnahme der Salzkonzentration wegen der Meer-Eisschmelze in der Arktis statt, könnte das Wasser bei Island nicht mehr absinken und die Tiefenwasserbildung bis in 100 Jahren ganz zum Erliegen kommen. Die Folge für Mittel- und Nordeuropa wäre eine Abkühlung, welche die globale Erwärmung kompensieren würde. Die Wahrscheinlichkeit, dass dieses Szenario in den nächsten 100 Jahren eintritt, ist jedoch relativ klein (EEA, 2004).

Die veränderten Niederschlags- und Verdunstungsbedingungen beeinflussen den Abfluss. Auf der Alpennordseite wird eine Zunahme der jährlichen Abflussmenge um 10%, auf der Alpensüdseite eine Abnahme um 10% erwartet (OcCC, 2002).

Da Temperatur und Niederschlag das Verbreitungsmuster vieler Tierarten beeinflussen, ist in vielen Ökosystemen mit einer Veränderung der Konkurrenzverhältnisse und der Artenzusammensetzung zu rechnen. Bereits heute kann das Ausweichen einiger Arten in höhere Lagen beobachtet werden, was jedoch für die Gipfelbewohner nicht möglich ist (OcCC, 2002). Obwohl durch das Höhersteigen vieler Alpenpflanzen eine Zunahme der Artenvielfalt in Gipfelregionen beobachtet werden kann, werden einige Alpenpflanzen zunehmend durch den Konkurrenzdruck von einwandernden Arten aus tieferen Lagen oder durch ihre zu langsame Anpassungsfähigkeit an die sich verändernden Temperaturbedingungen in Bedrängnis gelangen. Dies betrifft speziell endemische Arten (Pauli et al., 2003; in: EEA, 2004).

Als Folge der Klimaveränderung kann im gesamten Alpenraum ein Gletscherrückzug und eine abnehmende Schneebedeckung beobachtet werden (EEA, 2004).

3.3 Gletscher

3.3.1 Massenbilanz und Klimasensitivität

Als eines der auffälligsten Landschaftselemente des Hochgebirges sind die Gletscher starken und gut sichtbaren Veränderungen unterworfen. Die im Moment schrumpfenden Gletscher zeigen uns eindrücklich, wie sich das Landschaftsbild unter steigenden Temperaturen verändert.

Da Gebirgsgletscher weitgehend passiv auf grossräumige Klimaveränderungen reagieren, können sie als Schlüsselindikatoren des gegenwärtigen Klimawandels angesehen werden (Haeberli, 2004; Haeberli et al., 1999a; Maisch et al., 1999). Dabei beeinflussen die Sommertemperaturen und der Winterniederschlag die Gletscherreaktion zu 70–90% (Hall und Fagre, 2003). Während die Schwankungen der Gletscherzungen eine verzögerte Reaktion auf die Klimabedingungen der vergangenen Jahre darstellen, ist die Gletschermassenbilanz eine unverzögerte Reaktion auf den Witterungsverlauf des letzten Haushaltsjahres, welches die Zeitspanne zwischen der maximalen Ausaperung zweier Jahre umfasst. Direkte Messungen der Massenbilanz sind aufwändig. Die Ernährungsbilanz eines Gletschers kann aber über den Verlauf und die Höhenlage der Gleichgewichtslinie grob abgeschätzt werden. Zur Zeit der maximalen Ausaperung Ende Sommer erlaubt die temporäre Schneegrenze eine Schätzung der Gleichgewichtslinie, welche den Gletscher in ein Akkumulations- und ein Ablationsgebiet trennt. Oberhalb der Gleichgewichtslinie, im Akkumulationsgebiet, findet über

das ganze Jahr gesehen ein Massengewinn statt, indem mehr neues Eis entsteht, als abschmilzt. Unterhalb der Gleichgewichtslinie, im Ablationsgebiet, überwiegt die Schmelze und der Gletscher weist einen Massenverlust auf. Bei einer über einen Zeitraum von Jahrzehnten ausgeglichenen Massenbilanz ist das Akkumulationsgebiet ungefähr doppelt so gross wie das Ablationsgebiet und die Gleichgewichtslinie trennt den Gletscher annähernd im Verhältnis 2:1, wobei jedoch eine grosse Streuung vorhanden ist (IAHS et al., 2003; Maisch, 1995). Die Höhenlage der Gleichgewichtslinie wird sowohl von der Temperatur als auch dem Niederschlag beeinflusst und verschiebt sich jedes Jahr gemäss den vorherrschenden Bedingungen (Maisch, 1995). Eine Temperaturerhöhung von 0.22°C kann von einer gleichzeitigen Zunahme der Niederschlagsmenge um 100 mm pro Jahr kompensiert werden (Kuhn, 1979). Jeder Gletscher reagiert individuell auf veränderte Klimabedingungen. Dabei spielen die Höhererstreckung, die Flächengrösse, aber auch die Exposition und andere lokal-spezifische Merkmale eine entscheidende Rolle (Haeberli, 2004; Haeberli et al., 2005; IAHS et al., 2003; Patzelt und Aellen, 1990). Flächenmässig kleine Gletscher weisen meistens auch eine geringe Höhererstreckung auf und reagieren entsprechend schnell und heftig auf unterschiedliche Positionen der Gleichgewichtslinie. In heissen Sommern können Gletscherflecken vollständig ausgeapert sein, während sie in kühlen und nassen Sommern überhaupt nicht ausapern (Müller, 1988).

3.3.2 Gletschergeschichte

Während dem Würm, der letzten Eiszeit, erreichten die Alpengletscher ihre maximale Ausdehnung ungefähr vor 20'000–25'000 Jahren. Damals flossen die Gletscher aus den Alpentälern bis weit ins Mittelland und ins südliche Alpenvorland hinaus (siehe Abbildung 5).



Abbildung 5: Eiszeitliche Vergletscherung der Schweiz während der Würm-Eiszeit vor 20'000 Jahren (Jäckli, 1970).

Florineth kartierte für diese Zeit anhand der Schlicffgrenzen und Schlicffspuren die Gletscheroberfläche im Oberengadin. Damals bildete sich im Gebiet zwischen Celestina, Piz Bernina, Livigno und Cinuoschel ein Eisdome, dessen Oberfläche auf mindestens 3000 m ü.M. lag (Florineth, 1998). Besonders gut sichtbar sind die Schlicffspuren an der Crasta Mora auf einer Höhe von ca. 2800 m ü.M. Die letzte markante spätglaziale Vorstossphase, (Zeitraum: Jüngere Dryas, Egesen-Stadium, lokales Äquivalent: Stadium von Pontresina) ereignete sich vor 10'800-10'000 Jahren. Sie wurde durch einen abrupten Temperaturanstieg beendet und markiert damit auch das Ende des Spätglazials. Im darauffolgenden Postglazial stiessen die Gletscher nie mehr wesentlich über ihr neuzeitliches Gletschervorfeld hinaus vor (Holzhauser, 1984). Zwar war das Postglazial von mehreren Gletschervorstössen gekennzeichnet, dazwischen gab es jedoch auch wiederholt warme Phasen, begleitet von Gletscherschwund. Während die Vorstoss- und Hochstandsphasen durch Moränen und andere glazialmorphologische Spuren recht gut bekannt sind, sind Befunde über die Minimalausdehnung der Gletscher viel seltener. Aufgrund der Datierung von gletschernahen Torfprofilen sowie vom Gletscher freigegebener, noch an Ort und Stelle verwurzelter Bäume lässt sich belegen, dass die Gletscher während des Postglazials auch schon, zumindest geringfügig, kürzer waren als im 20. Jahrhundert. Diese Minimalausdehnungen lassen sich gemäss unkalibrierten C^{14} -Daten auf die Zeiträume zwischen 9000 und 5500, 4000 sowie 2000 vor heute datieren (Burga, 1991; Holzhauser, 1995; Maisch et al., 1999; Porter und Orombelli, 1985; Wäspi, 1993). Diese Schwundphasen erfolgten also unter vollständig natürlichen, vom Menschen unbeeinflussten Klimabedingungen (Maisch et al., 1999).

Die Kleine Eiszeit, welche ca. Mitte des 13. Jahrhunderts einsetzt, stellt die letzte postglaziale Vorstossphase dar und erreichte um 1850 ihren letzten Höhepunkt (Maisch et al., 1999). Viele auffällige, scharfkantige und gletscherseitig kaum bewachsene Moränenwälle, beispielsweise beim Tschierva- oder Morteratschgletscher, sowie mächtige Moränenbastionen, beispielsweise im Val Champagna, sind Zeugen der Gletscherausdehnung von 1850. Seither sind sämtliche Alpengletscher am Abschmelzen. Kurzzeitige Klimaschwankungen ermöglichten um 1890, 1920 und zwischen 1965 und 1985 einen Stillstand oder sogar kleinen Vorstoss einiger Gletscher, wie es beispielsweise am Tschiervagletscher beobachtet wurde. Der Morteratsch- und der Roseggletscher sind jedoch zu gross und haben eine zu lange Reaktionszeit, um auf solche kurzfristigen Schwankungen reagieren zu können (Maisch und Haeberli, 2003).

Gemäss Analysen an grönländischen Eisbohrkernen fand am Ende der Jüngeren Dryas (10'800–10'000 Jahre vor heute, unkalibr.) innerhalb von 50 Jahren eine Erwärmung um 7°C statt (Dansgaard et al., 1989; Maisch, 1995; Schlüchter und Röthlisberger, 1995). Damals benötigten die Gletscher für ihren Rückzug vom Maximalstand der Jüngeren Dryas bis zur Ausdehnung wie um 1850 vermutlich nur 150 Jahre. Somit scheint der Eiszerfall am Ende der Jüngeren Dryas schneller vor sich gegangen zu sein als der gegenwärtige Eiszerfall seit 1850. Damals verloren die Gletscher in der Berninaregion 60% ihrer Fläche, während sie seit 1850, also in einer gleich langen Zeitspanne, „erst“ eine Einbusse von 45.6% bis ins Bezugsjahr 2000 hinnehmen mussten. Es kann festgehalten werden, dass es nach der letzten Eiszeit,

unter natürlichen Bedingungen, schon einmal einen schnelleren Eiszerfall gegeben hat als im 20. Jahrhundert (Maisch, 1995).

In der Berninaregion (orographisch rechte Talseite vom Val Fedoz bis ins Val Chamuera) umfassten die Gletscher um 1850 gesamthaft eine Fläche von 85 km², 1973 (erstes Schweizer Gletscherinventar) war es noch eine Fläche von 60 km², was einem Flächenverlust von 30% entspricht. Die durchschnittliche prozentuale Längenänderung beträgt -37% für diesen Zeitraum. Volumenmässig befanden sich um 1850 schätzungsweise 4 km³ Gletschereis in der Berninaregion, davon waren 1973 noch 3 km³ oder 75% übrig. Die Gleichgewichtslinie ist in diesem Zeitraum von durchschnittlich 2830 m ü.M. um 90 m auf 2920 m ü.M. angestiegen. Das ist, verglichen mit dem gesamtschweizerischen Mittel von knapp 70 m überdurchschnittlich viel und möglicherweise auf eine Austrocknung der Klimabedingungen im Engadin zurückzuführen. Die Temperatur ist im Zeitraum 1850 bis Mitte der 1970er Jahre um 0.5°–0.7°C angestiegen (Hoelzle und Haeberli, 1995; Maisch et al., 1999).

Die heutigen Gletscherumrisse wurden aus Satellitenbildern von 1999 kartiert und ausgewertet (Paul, 2003). Gemäss diesen Daten umfassten die Gletscher in der Berninaregion noch eine Fläche von 38.7 km². Das entspricht einem Flächenverlust von 45.6% seit 1850 oder von 35% seit 1973. Dabei kann festgestellt werden, dass während den 123 Jahren zwischen 1850 und 1973 30% der Gletscherfläche verloren ging, in den 27 Jahren zwischen 1973 und 1999 jedoch 35%. Es fällt auf, dass sich der Eiszerfall beschleunigt. Gesamtschweizerisch wurde im Zeitraum zwischen 1985 und 1998 ein Flächenverlust von 20% festgestellt, dies entspricht einer 7 Mal höheren Verlustrate pro Jahrzehnt als zwischen 1850 und 1973. Ein Vergleich der Gletscherdaten von 1850 und 1973 zeigt speziell bei kleinen Gletschern bezüglich Flächen-schwund und Längenänderung eine grosse Streuung, welche mit zunehmender Gletschergrösse und Höhererstreckung jedoch abnimmt. Der prozentuale Flächenrückgang seit 1850 ist dabei umso grösser ausgefallen, je kleiner der Gletscher, je geringer seine Höhererstreckung und je geringer seine Neigung ist (Maisch et al., 1999). Die kleinen Gletscher im Oberengadin verzeichneten zwischen 1973 und 1988 mit Rückbildungsbeträgen von 68% bis 72% einen stark überdurchschnittlichen Schwund (Kneisel et al., 1997). In besonders warmen Jahren erfuhr die Eisdicke wesentlich bedeutendere Einbussen als die Längenänderung. Dadurch können im Bereich von steilen Gletscherpartien, wo das Eis dünn ist, Felsflanken ausapern oder Gletscher sogar durchgetrennt werden (Iken, 1995). Diese Beobachtungen werfen die Frage auf, ob die kritische Phase des beschleunigten Eiszerfalls bereits begonnen habe, die eigentlich erst in den nächsten Jahrzehnten erwartet wird (siehe Abbildung 6; Maisch et al., 1999; Paul, 2003).

Das Höherrücken der Gleichgewichtslinie und die damit verbundenen ungünstigen Massenbilanzverhältnisse auf den Gletschern hatte im Oberengadin bereits wirtschaftliche Konsequenzen. So wurde 1964 auf dem Corvatschgletscher das erste Sommerskigebiet der Schweiz in Betrieb genommen, 1973 bot auch die Diavolezza ein Sommerskifahren an. Anfangs stiess dieses Angebot auf eine grosse Nachfrage, seit den 80er Jahren jedoch führte die zunehmende Ausapernung der Gletscher zu einem Attraktivitätsverlust. So wurde das Sommerskifahren für den Corvatsch 1988 und für die Diavolezza 1990 zu einem Verlustgeschäft, 1993 wurde der Sommerskibetrieb im Oberengadin eingestellt (König, 1993; Wick, 1995).

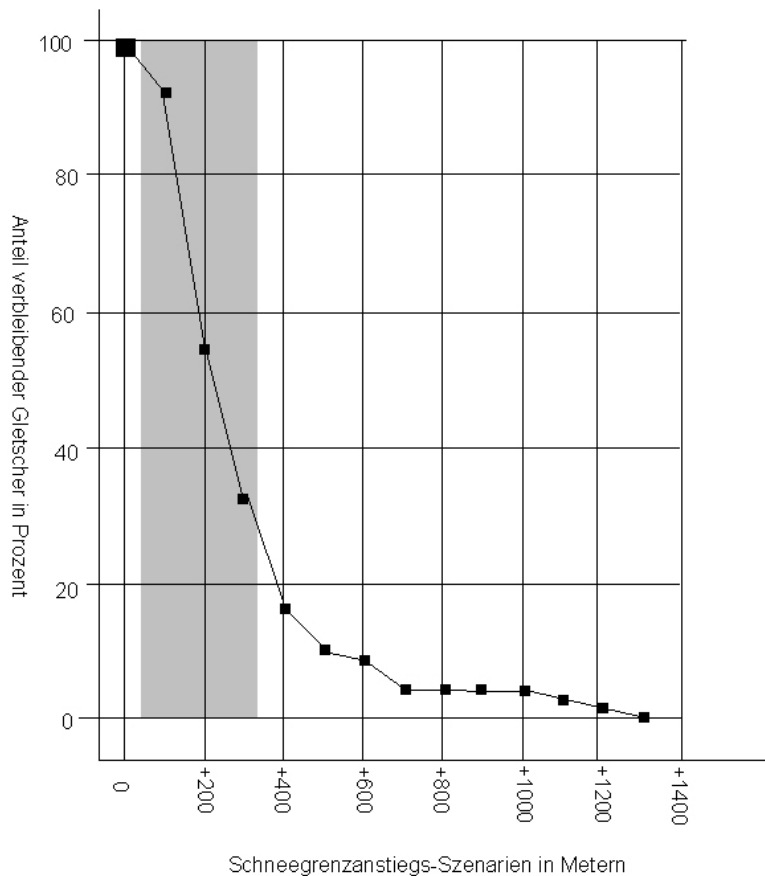


Abbildung 6: Gletscherschwundsszenarien für die Region Bernina. Die Kurve zeigt, wieviel Prozent der Gletscher bei angenommenen, hypothetischen Schneegrenzanstiegs-Szenarien noch verbleiben. Der graue Balken markiert den "kritischen Bereich des beschleunigten Eiszerfalls" (Maisch et al., 1999).

3.3.3 Szenarien

Eine schrittweise Höhenverschiebung der 2:1-Gleichgewichtslinie bildet die Grundlage für die hier verwendeten Gletscherschwund-Szenarien. Damit kann die zukünftige Höhe der Gleichgewichtslinie und darauf aufbauend die Grösse des Akkumulations- und Ablationsgebietes abgeschätzt werden (Maisch, 1995; Maisch et al., 1999). Für die Abschätzung der Situation bis zum Jahr 2100 wird die Gleichgewichtslinie pro 0.7°C um 100 m angehoben (Maisch et al., 1999).

Diese Berechnungen basieren auf den Annahmen, dass sich die Gletscher annähernd im Gleichgewicht befinden und sich die Niederschlagsmenge nicht verändert. Beides entspricht nicht der Realität. Dies darf bei der Interpretation der Gletscherschwund-Szenarien nicht vergessen werden und zeigt, dass es sich lediglich um vereinfachende Abschätzungen und keinesfalls um metergenaue Prognosen handelt.

Es ergeben sich zum Gletscherschwund folgende Tendenzen: Steigt die 2:1-Gleichgewichtslinie um 100–400 m an, ist mit einem stark beschleunigten Abschmelzen der Gletscher zu rechnen. Bei einem Anstieg der Gleichgewichtslinie um 100 m werden in der Berninaregion zahlenmässig 10% der Gletscher verschwinden, bei einem Anstieg von 200 m bereits 40% und bei 300 m 67% (Maisch, 1995). Insbesondere kleine Gletscher, welche zahlenmässig gegenüber den grossen Gletschern stark übervertreten sind, werden während dieser Zeit vollständig abschmelzen. Die meisten der kleinen Gletscher haben ihren höchsten Punkt auf einer Höhenlage, welche die Gleichgewichtslinie in der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts voraussichtlich übersteigen wird. Die Folge davon ist, dass diese Gletscher ihr Akkumulationsgebiet verlieren und daher komplett verschwinden werden (Suter, 1981). Bis die Gleichgewichtslinie um 400 m angestiegen sein wird, muss mit einem beschleunigten Gletscherschwund gerechnet werden. Anschliessend werden nur noch die heutigen grossen Gletscher übrig sein, welche eine umfangreiche Höhererstreckung haben und somit auch bei einem weiteren Anstieg der Gleichgewichtslinie noch ein Akkumulationsgebiet besitzen. Bis zum Ende des 21. Jahrhunderts werden sich in der Berninaregion nur noch die drei grössten Gletscher Morteratsch, Tschierva und Roseg behaupten können (Hoelzle und Haeberli, 1995; Maisch, 1995).

Diese Phase des beschleunigten „Gletschersterbens“ muss wahrscheinlich in ihrer Geschwindigkeit und in ihrem Ausmass im Zeitraum seit der letzten Eiszeit als aussergewöhnlich bezeichnet werden (Maisch et al., 1999).

3.3.4 Auswirkungen auf das Gletschervorfeld

Je stärker die Gletscher schrumpfen, desto stärker werden die Gletschervorfelder anwachsen. Dabei entwickelt sich je nach Situation ein Gebiet aus Lockermaterial oder Fels (Patzelt und Aellen, 1990), was sich negativ auf die Attraktivität der Landschaft auswirkt. In Muldenlagen oder hinter Moränenwällen können sich zudem Seen bilden. Viele Gletschervorfelder liegen gemäss den Faustregeln (Haeberli, 1975) im Permafrostbereich, weshalb mit Neubildung von Permafrost in Gletschervorfeldern gerechnet werden kann (Kneisel, 2003). Bei einer Hangneigung von über 25° und dem Vorhandensein von Lockermaterial können sich auch neue mögliche Murganganrissstellen entwickeln (siehe Kapitel 3.10.1). Felswände, welche durch die Gletscherschmelze freigelegt werden, verlieren die stützende Wirkung des Eises, erfahren Spannungsveränderungen und werden einem anderen Temperaturregime ausgesetzt, was vermehrt zu Steinschlagereignissen oder sogar Felsstürzen führen kann (Gruber et al., 2003; Nötzli et al., 2003; Wegmann, 1998). Es verändert sich aber nicht nur die Naturgefahren disposition oder die Permafrostverbreitung, sondern auch das Landschaftsbild. Blauschillerndes Eis wird durch Stein und Fels ersetzt, einige neue Bergseen werden entstehen und allmählich wird auch die Vegetation vom neu entstandenen Territorium Besitz ergreifen. Für den Glacier National Park (Montana, USA) wurde eine Simulation entwickelt, welche den Gletscherrückzug und die Wiederbesiedlung der Gletschervorfelder durch die Vegetation visualisiert (Hall und Fagre, 2003). Ein Programm zur Simulation der Vegetationsentwicklung im Gletschervorfeld Morteratsch ist in Bearbeitung (Hangartner, 2005).

Die Gletschervorfelder sind als höchst dynamische Gebiete anzusehen, in denen in den nächsten 100 Jahren wohl die stärksten sichtbaren Veränderungen ablaufen werden.

3.4 Permafrost

3.4.1 Definition

„Permafrost ist definiert als Lithosphärenmaterial, das während der Dauer von mindestens zwei aufeinanderfolgenden Jahren negative Temperaturen aufweist“ (van Everdingen, 1998), wobei oft auch die Dauer von einem Jahr verwendet wird. Permafrost kann sowohl im Lockermaterial als auch in Felswänden auftreten und der Begriff ist unabhängig vom Eisgehalt definiert. Als gefrorener Untergrund entzieht sich der Permafrost in den meisten Fällen der direkten Beobachtung. In dieser Arbeit wird nur der Gebirgspermafrost besprochen.

In der sogenannten Auftauschicht (active layer) oberhalb des eigentlichen Permafrostkörpers erreicht der Boden jeden Sommer positive Temperaturen. Der Permafrostspiegel bildet die Obergrenze des Permafrostkörpers, seine Untergrenze wird Permafrostbasis genannt. Wenn die Auftauschicht so gross ist, dass sie im Winter nicht mehr bis auf den Permafrostspiegel hinunter gefriert, spricht man von inaktivem Permafrost. Ab der Tiefe der sogenannten Zero Annual Amplitude (ZAA) sind die saisonalen Temperaturschwankungen kleiner als 0.1°C . Mit zunehmender Tiefe nimmt unter der Voraussetzung eines Gleichgewichtszustandes des Permafrostkörpers, eines konstanten Klimas und homogenen Untergrundbedingungen die Temperatur linear zu, bis sie an der Permafrostbasis 0°C erreicht (siehe Abbildung 7; van Everdingen, 1998).

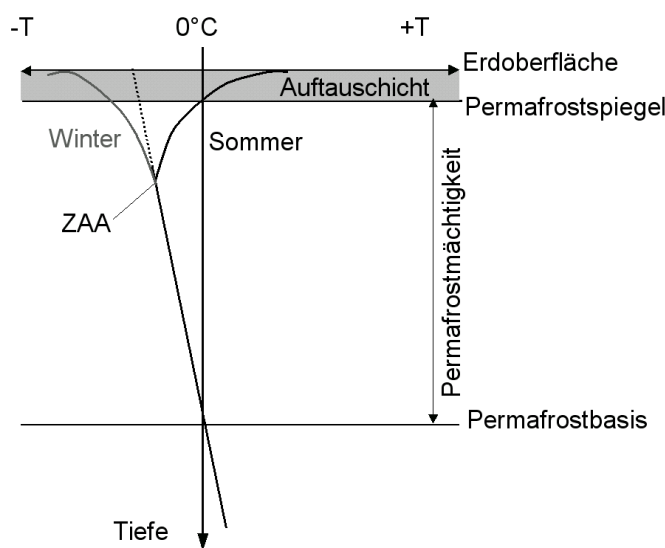


Abbildung 7: Schematisches Permafrostprofil mit Auftauschicht, Permafrostspiegel, -mächtigkeit und -basis, der Zero Annual Amplitude (ZAA) sowie den Temperaturprofilen für den Sommer und den Winter.

3.4.2 Blockgletscher

Wenn eisübersättigtes Lockermaterial Fliessbewegungen aufweist, spricht man von einem Blockgletscher. Typische Merkmale eines Blockgletschers sind seine grobblockige Auftauschicht, die durch Kompression entstandenen Fliesswülste sowie steile, feinkörnige Randpartien. Unterhalb der Auftauschicht folgt eine feinkörnige Schicht, die typischerweise einen sehr grossen Eisgehalt und mächtige Eislinsen enthält. Die feinkörnige Stirnpartie eines aktiven Blockgletschers ist wegen der ständigen Fliessbewegung vegetationsfrei. Ein inaktiver Blockgletscher enthält zwar noch Permafrost, aber er fliesst nicht mehr, was seine oft mit Vegetation bedeckte Stirn verrät. Ein reliktscher Blockgletscher enthält keinen Permafrost mehr, er ist eingesunken und kann vollkommen bewachsen sein (siehe Abbildung 8; Haeberli, 1985). Die durchschnittliche jährliche Fliessgeschwindigkeit eines Blockgletschers liegt im Bereich von Dezimetern (Käab und Vollmer, 2000).



Abbildung 8: Links ein relikter, bereits stark überwachsener Blockgletscher bei Langwies (GR), rechts der aktive Blockgletscher Murtèl beim Corvatsch (linke Aufnahme: 22.6.03, rechte Aufnahme: 18.8.02).

3.4.3 Verbreitung

Man unterscheidet zwischen flächenhaftem oder kontinuierlichem, fleckenhaftem oder diskontinuierlichem sowie sporadischem Permafrost, der nur noch vereinzelt auftritt (van Everdingen, 1998). Das kontinentale Klima des Oberengadins mit einem Niederschlagsminimum im Winter sowie einer hohen Gleichgewichtslinie der Gletscher ist äusserst permafrostgünstig (Haeberli, 1985; Mittaz, 2002).

Das Vorkommen von Permafrost hängt in erster Linie von der Lufttemperatur, der Sonnenstrahlung, der Schneebedeckung sowie den Oberflächencharakteristiken ab (Guodong und Dramis, 1992; Harris et al., 2001b; Hoelzle, 1992; Hoelzle et al., 2001). Die Temperatur der Bodenoberfläche wird durch die Energiebilanz bestimmt. Die Strahlungsbilanz als wichtige Energiequelle ist einer sehr grossen räumlichen und zeitlichen Variabilität unterworfen, da insbesondere die kurzwellige Ein- und Ausstrahlung von der Albedo abhängig ist und mit der Schneebedeckung, Exposition und Topographie grosse Unterschiede erfährt (Hoelzle, 1994). Weiter wird die Energiebi-

lanz an der Bodenoberfläche durch den sensiblen und latenten Wärmefluss, den Bodenwärmefluss sowie der Schneeschmelzenergie beeinflusst (Mittaz, 2002).

Eine dicke Schneedecke früh im Winter hat durch ihre Isolationswirkung zur Folge, dass die Wärme des Sommers den Boden nicht verlassen kann. Hingegen führt eine dünne Schneeschicht im Frühwinter zu einer stärkeren Abkühlung des Bodens als überhaupt kein Schnee, weil wegen der höheren Albedo der Einfluss der kurzwelligen Strahlung vermindert wird. Zudem kommt bei einer dünnen Schneedecke die Isolationsfähigkeit noch nicht zum Tragen und insbesondere während klaren Nächten kann der Boden durch die langwellige Ausstrahlung einen extremen Wärmeverlust erfahren. Dieser sogenannte Herbstschneeeffekt könnte sogar Permafrost induzieren (Keller, 1994). Unter grobblockigen Oberflächen ist bei einer Schneebedeckung bis zu 60 cm ein starker advektiver Wärmefluss zwischen Boden und Atmosphäre möglich, solange die Steine die Schneedecke durchbrechen. Schlote mit Reifkristallen an den Rändern zeugen von feuchten Luftströmen, welche ihren Ursprung in der Auftauschicht haben und durch die Schneedecke hindurch eine Abkühlung des Bodens ermöglichen (Keller, 1994).

Über ein grösseres Gebiet kann die Permafrostverbreitung in Abhängigkeit der Höhe über Meer, Exposition und Relief abgeschätzt werden.

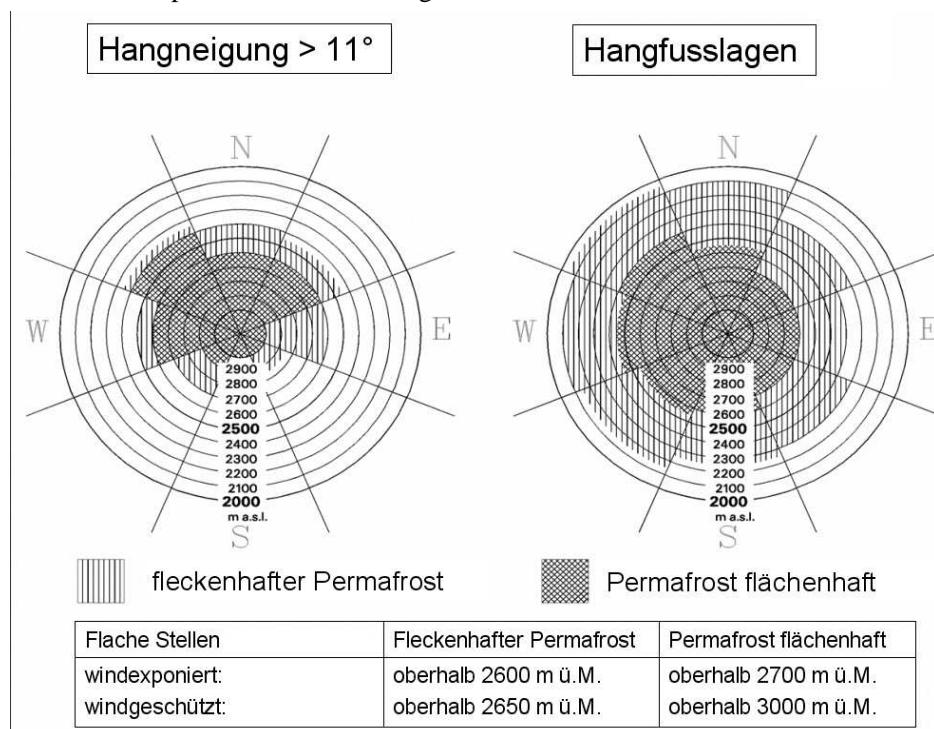


Abbildung 9: Darstellung des Permafrostvorkommens in Abhängigkeit der Exposition, Höhe und Neigung (Haeberli, 1975; Grafik: Keller, 1994).

Die 1975 von Haeberli aufgestellten Faustregeln entstanden aufgrund von verschiedenen Messungen in unterschiedlichen Geländeformen, Expositionen und Höhenlagen (siehe Abbildung 9). In Hangfusslagen wurde die Permafrostuntergrenze zu hoch und in Steilhängen zu tief modelliert, was aufzeigt, dass regionale und lokale Effekte eine grosse Rolle spielen (Keller et al., 1998). Unterhalb der Waldgrenze tritt Permafrost höchstens sporadisch in extremen Schattenlagen auf. In solchen Fällen kann ein schwacher Baumwuchs als Permafrosthinweis interpretiert werden (Kneisel et al., 2000b). In vegetationsfreien Schuttgebieten oberhalb der Baumgrenze muss grundsätzlich mit Permafrost gerechnet werden. Aktive Blockgletscher sowie perennierende Schneeflecken können als Permafrostzeiger interpretiert werden. Permafrostgünstig sind grobblockige Oberflächen, windexponierte Gratlagen mit einer geringen Schneebedeckung während des Winters sowie Hangfusslagen, wo der Lawenschnee erst im Sommer wegschmilzt.

3.4.4 Messmethoden

Um die Existenz von Permafrost nachzuweisen oder Informationen über seine Mächtigkeit oder den Eisgehalt zu erhalten, gibt es verschiedene Messmethoden. Die zuverlässigsten Informationen gewinnt man durch eine Bohrung.

Eine einfache Methode für die Abschätzung des Vorhandenseins von Permafrost ist die Messung der Basis Temperatur der winterlichen Schneedecke, die sogenannte BTS-Methode (Haeberli, 1973). Unter einer Schneedecke, welche während des letzten Monats mindestens eine Mächtigkeit von 0.8 bis 1 m aufwies, wird die Temperatur nur noch vom Wärmefluss aus dem Boden bestimmt (Haeberli und Patzelt, 1982; Hoelzle, 1994; Keller, 1994).

Mit Hilfe passiver Mikrowellen-Radiometrie ist es heute möglich, die BTS-Werte vom Helikopter oder von einem Schlitten aus zu messen. Auf diese Weise kann eine Mittelung über ein viel grösseres Gebiet als bis anhin ermöglicht werden (Hauck, 2001; Vonder Mühll et al., 2001).

Bei der Refraktionsseismik werden die unterschiedlichen Ausbreitungsgeschwindigkeiten von seismischen Wellen im Boden bezüglich dem Vorhandensein von Eis interpretiert (Hauck, 2001; Vonder Mühll, 1993).

Die Gleichstrom-Geoelektrik nutzt die unterschiedlichen spezifischen Widerstände im Boden, um Eis nachzuweisen (Vonder Mühll, 1993).

Bei der elektromagnetischen Induktion wird die Leitfähigkeit des Bodens gemessen, was Aussagen über die horizontale und vertikale Ausdehnung des Permafrostkörpers erlaubt (Hauck, 2001).

Für möglichst aussagekräftige Resultate wird eine Kombination verschiedener Methoden empfohlen (Hauck, 2001).

Über ein Bohrloch ist der Permafrost direkt zugänglich und es können verschiedene Messungen in unterschiedlicher Tiefe ausgeführt werden (Vonder Mühll, 1993).

3.4.5 Modellierungen

Es existieren mehrere Programme zur Berechnung der Permafrostverbreitung. Das Modell PERMAKART wurde von Keller (1992) entwickelt und basiert auf den Faust-

regeln von Haeberli (1975). Es handelt sich um ein rein empirisches Modell mit dem Höhenmodell als einzigem Input. Das Resultat unterscheidet zwischen Permafrost wahrscheinlich, Permafrost möglich und keinem Permafrost (Keller, 1992).

Das Modell PERMAQUANT ist eine Weiterentwicklung des PERMAKART. Es berechnet im Gegensatz zum PERMAKART einen Index, dessen Wert eine stufenlose Interpretation über das Vorhandensein von Permafrost erlaubt (Keller, 1998).

Ein von Hoelzle (1994) entwickeltes Programm, das PERMAPAP, arbeitet mit dem Zusammenhang zwischen Permafrostvorkommen sowie der direkten, potentiellen Sonnenstrahlung und der durchschnittlichen jährlichen Lufttemperatur (Funk und Hoelzle, 1992; Hoelzle, 1994).

Das Modell PERMEBAL wurde von Mittaz (2002) entwickelt und hat zum Ziel, über eine Energiebilanzmodellierung die Temperatur der Bodenoberfläche zu berechnen (Mittaz, 2002).

Ein weiterer Ansatz basiert auf der Meereshöhe und einer Parametrisierung der Solarstrahlung während des Sommers (Gruber und Hoelzle, 2001).

Die Verbreitung von Permafrost im Fels folgt anderen Gesetzmässigkeiten als im Lockermaterial. Felsen sind in der Regel steiler als Lockermaterialflächen und haben keine durchgehende Schneedecke, sodass die Felstemperaturen von der kurzwelligen Einstrahlung und der Lufttemperatur abhängen. Die Temperaturunterschiede im Fels sind eine Funktion der Exposition und Höhe (Gruber et al., 2004b). Einen weiteren Einfluss haben die Lithologie und die Steilheit (Gruber et al., 2004b; Nötzli et al., 2003; Wegmann, 1998).

Im Gegensatz zu Temperaturen im Lockermaterial reagieren Felstemperaturen unverzüglich auf Klimaveränderungen, weil die Blockschicht fehlt (Gruber et al., 2004a; Harris und Pedersen, 1998). Durch Schmelzwasser, welches in die Felsklüfte eindringen kann, findet im Frühling ein unverzügter Schmelzimpuls bis in eine Tiefe von ungefähr 5 m statt (Wegmann, 1998).

Basierend auf dem Programm PERMAQUANT sowie der Modellierung für die Felsflächen von Gruber et al. (2004b) ist beim Institut für Tourismus und Landschaft (ITL, Academia Engiadina) im Auftrag des Bundesamtes für Wasser und Geologie eine „Hinweiskarte der potentiellen Permafrostverbreitung“ für die ganze Schweiz im Massstab 1:50'000 erstellt worden (Krummenacher et al., 2005).

3.4.6 Bisherige und aktuelle Forschung im Oberengadin

Das Oberengadin zählt zu den weltweit am besten untersuchten Regionen bezüglich Permafrost. Zahlreiche Forschungsprojekte und Messkampagnen wurden und werden hier durchgeführt:

- Im Gebiet Trais Fluors und Padella (Ikeda und Matsuoka, 2002; Matsuoka, 1998; Matsuoka et al., 1998)
- Im Gletschervorfeld Muragl (Kneisel, 1999; Kneisel, 2003; Kneisel et al., 1997; Kneisel et al., 2000a)
- Auf dem Blockgletscher Muragl (Arenson, 2002; Käab et al., 1998; Maurer et al., 2003; Musil, 2002; Vonder Mühll et al., 2003)

- Am Pontresina Schafberg (Arenson et al., 2002; Geotest, 1990; Haeberli et al., 1993; Hoelzle et al., 1998; Kääb, 1996; Keller et al., 2002; Keller, 2004; Phillips, 2000; Phillips et al., 2003; Stoffel, 1995; Stucki, 1995; Thalparpan et al., 1998; Vonder Mühll, 1993; Vonder Mühll et al., 2001; Vonder Mühll und Holub, 1992; Vonder Mühll et al., 1998; Wagner, 1996)
- Auf dem Piz Corvatsch (Davies et al., 2001)
- Im Gebiet Chastelets bei der Mittelstation der Corvatschbahn sowie auf dem Blockgletscher Murtèl (Arenson, 2002; Arenson et al., 2003; Arenson et al., 2002; Barsch, 1973; Gruber, 2004; Haeberli et al., 1988; Hanson und Hoelzle, 2004; Kääb, 1998; Kääb et al., 1998; Keller, 1994; Keller und Gubler, 1993; King et al., 1987; Mittaz, 2002; Mittaz et al., 2000; Oswald, 2004; Stocker-Mittaz et al., 2002; Stucki, 1995; Vonder Mühll et al., 2003; Vonder Mühll und Haeberli, 1990; Vonder Mühll und Holub, 1992; Wagner, 1992; Wagner, 1996)
- Im Val Bever (Keller und Kneisel, 1997; Kneisel und Hauck, 2003)
- Im gesamten Oberengadin (Keller, 2001; Keller, 1998)

Mit dem Ziel einer Langzeitbeobachtung des Permafrostes in der Schweiz wurde im Rahmen des Projekts PERMOS ein Beobachtungsnetzwerk eingerichtet (Vonder Mühll et al., 2004).

Mit digitaler Photogrammetrie wurden die horizontalen Oberflächengeschwindigkeiten verschiedener Blockgletscher im Oberengadin gemessen (Frauenfelder, 2004; Frauenfelder et al., 2004) sowie ihr Alter abgeschätzt (Castelli, 2000; Laustela, 2003).

3.4.7 Reaktion auf Erwärmung

Viele Permafrostvorkommen weisen Temperaturen nahe bei 0°C auf und reagieren wahrscheinlich sehr sensibel auf die Klimaveränderung (Haeberli und Beniston, 1998; Harris et al., 2001a; Harris et al., 2001b; Vonder Mühll, 1993). Auf einen Temperaturanstieg reagiert der Permafrost sofort durch eine Zunahme der Auftauschicht resp. einem Absinken des Permafrostspiegels. Um Jahre bis Jahrzehnte verzögert erfolgt eine Änderung des Temperaturprofils im Boden. Bis sich der Permafrostkörper den neuen Temperaturen angepasst hat, können Jahrzehnte bis Jahrhunderte vergehen. Dabei verändert sich die Mächtigkeit, indem der Permafrost auch von unten her wärmer als 0°C wird, was zu einer Verlagerung der Permafrostbasis führt (Haeberli, 1990; Harris et al., 2001a). Die heutige Permafrostmächtigkeit ist nicht im Gleichgewicht mit den aktuellen Verhältnissen, sondern mit um 0.5° bis 1°C kälteren Bodentemperaturen (Haeberli, 1990). Während in der Auftauschicht rasche und massive Veränderungen zu erwarten sind, wird insbesondere im Bereich des kontinuierlichen Permafrostes der Permafrostkörper in den nächsten 100 Jahren zwar dünner werden, aber noch nicht ganz verschwinden (Haeberli, 1990).

Das Grösserwerden der Auftauschicht führt besonders im eisübersättigten Lockermaterial zu Setzungen, was Stabilitätsprobleme mit sich ziehen kann (Haeberli, 1990; Harris et al., 2001a). Erfolgen die Setzungen unvollständig, bleiben im Schutt grosse Hohlräume und ein unregelmässiges Porenvolumen übrig, was eine schlechtere mechanische Stabilität, aber auch eine bessere hydraulische Leitung im Schuttkörper bewirkt. Durch das Abschmelzen des Permafrostes nimmt das potentielle Erosions-

volumen für einen Murgang zu (Zimmermann und Haeberli, 1992). Setzungsbewegungen treten im Feinmaterial viel ausgeprägter auf als in grobblockigen Schutthalden (Harris et al., 2001a).

Die lokale Reaktion des Permafrostes auf die Klimaveränderung ist schwierig zu prognostizieren, weil die Schneebedeckung einen grossen Einfluss ausübt und, da vom Niederschlag abhängig, mit den Klimamodellen nicht präzise vorausgesagt werden kann.

Nicht nur Veränderungen des Klimas, sondern auch anthropogene Veränderungen der Bodenoberfläche beeinflussen die Bodentemperaturen und somit möglicherweise auch die Permafrostverbreitung. Die Planierung von Skipisten und das Entfernen von grossen Blöcken wirkt sich ungünstig auf den Permafrost aus, andererseits führt die Präparierung der Pisten zu einer geringeren Höhe bei einer grösseren Dichte des Schnees, was im Winter den Wärmeverlust des Bodens fördert. Künstlicher Schnee bleibt im Frühling länger liegen und schützt dann den Boden vor den warmen Temperaturen (Haeberli, 1992; Rixen, 2002).

3.5 Geomorphologie

Geomorphologie ist die Lehre von den Formen der Erdoberfläche, ihrer Entstehung und Veränderung, den daran beteiligten Prozessen und ihrer Modellierung (Definition der SGmG Schweizerische Geomorphologische Gesellschaft; <http://sanw.scnat.ch/exthp/sgmg/about.html>).

Das Zusammenspiel der verschiedenen geomorphologischen Prozesse gestaltet die Landschaft fortlaufend neu. Unter veränderten Klimabedingungen ist eine Verschiebung im Verbreitungsmuster sowie eine Veränderung bezüglich Häufigkeit und Intensität der geomorphologischen Prozesse zu erwarten.

Zum glazialen Prozessbereich zählen alle Formen, die durch das Gletschereis gebildet werden. Die meisten Täler im Oberengadin sind Trogtäler und ihr parabelförmiger Querschnitt ist auf die glaziale Erosion (in langen Zeiträumen) zurückzuführen. Moränenwälle lassen sich überall im Oberengadin finden, sie markieren Vorstoss- oder Stillstandsphasen der Gletscher und sind wichtige Zeugen für die Rekonstruktion der spätglazialen (Zeitraum 20'000 bis 11'500 Jahre vor heute) und holozänen (letzte 11'500 Jahre) Gletschergeschichte (Maisch, 1995; Maisch et al., 1999). Die Gletschervorfelder, definiert als das Gelände zwischen der heutigen Gletscherzunge und den Moränen der Neuzeit (bzw. des Postglazials, z.B. Gletscherausdehnung von 1850), wachsen infolge des Gletscherschwundes an (Maisch et al., 1999). Die Wiederbesiedlung durch die Vegetation, die einsetzende Bodenbildung, die Entwicklung von Sandern oder allenfalls neu entstehende Seen machen aus den Gletschervorfeldern Orte mit gut sichtbaren und schnell ablaufenden Veränderungen. Muldenartige Vertiefungen im Hang, sogenannte Kare, sind durch glaziale Erosionsprozesse entstanden (Embleton und Hamann, 1988). Einige Kare im Oberengadin enthalten noch einen Gletscherfleck, in anderen konnte sich ein kleiner Bergsee bilden. Flutes gehören als langgestreckte Rücken im schuttbedeckten Gletschervorfeld zu den glazialen Akkumulationsformen und bilden in einigen Gletschervorfeldern typisch streifenartige Muster (Haeberling, 1995). Viele Felsrücken, die sogenannten Rundhöcker, hat der

Gletscher durch seine Schleif- und Erosionswirkung geformt (Sudgen und John, 1976).

Der periglaziale Prozessbereich umfasst Formen, deren Entstehung auf das Vorkommen von Permafrost und/oder Jahreszeitenfrost zurückzuführen ist. Blockgletscher sind deutliche Indikatoren für Permafrost. Das relativ kontinentale Klima begünstigt die Bildung von Blockgletschern, sodass sie im Oberengadin als aktive, inaktive und relikte Exemplare zahl- und formenreich vertreten sind. Eine ausführlichere Beschreibung befindet sich im Kapitel 3.4.2.

Das tages- und jahreszeitliche Wechselspiel von Gefrier- und Tauprozessen führt im periglazialen Höhengürtel zur Entwicklung von solifluidalen Formen. Es sind dies viele kleine und oft unscheinbare Phänomene wie Bülden, Wanderblöcke, Steinzungen, Girlanden, Erdströme und Erdstreifen, die oberhalb der Waldgrenze über das ganze Oberengadin verbreitet sind. Auf der Fuorcla Pischa lassen sich sogar Steinpolygone beobachten, die sich an flachen, vegetationslosen Stellen bilden.

Die glazifluvialen Formen sind Mischformen aus dem glazialen und fluvialen Prozessbereich. Im Oberengadin sind sie durch Sander und Eisrandterrassen vertreten. Bei Sandern handelt es sich um meistens kleine Schwemmebenen innerhalb des neuzeitlichen Gletschervorfeldes (Leser, 1998), wie sie sich an schuttbedeckten und flachen Stellen bilden. Eisrandterrassen sind Akkumulationsformen, die durch Aufschmelzprozesse und Ablagerungen durch randglaziale Schmelzwasser sowie durch Schutzzufuhr durch die Hangentwässerung zustandekommen (Keller, 1988).

Formen, deren Entstehung auf den Einfluss von fliessendem Wasser zurückzuführen ist, bilden den fluvialen Prozessbereich. Er umfasst mit einem Spektrum von sehr grossen Formen wie Deltas oder Schwemmebenen über Murkegel bis zu kleinen Formen wie Erosionsrinnen oder Anrisskanten eine grosse Vielfalt und trägt viel zur aktuellen Landschaftsgestaltung bei. An zahlreichen Orten im Oberengadin zeugen markante Murgangspuren von ihrer grossen Transportkapazität, sie sind im Kapitel 3.10.1 detailliert beschrieben. Die Talebene von Punt Muragl an abwärts ist morphologisch eine grosse Schwemmebene (Peters, 2005), obwohl deren natürlichen Charakter durch die Flusskorrekturen und weitere Nutzungen (z.B. Golfplatz, Flugplatz) stark beeinträchtigt ist. Eine schön ausgeprägte Schwemmebene kann im Val Roseg beobachtet werden (Ward et al., 2003; Uehlinger et al. 2003; Zah et al., 2003), sie gehört zum Inventar der Gletschervorfelder und alpinen Schwemmebenen von nationaler Bedeutung (IGLES; BUWAL, 1998). Die ins Haupttal einmündenden Seitenbäche haben mit ihrer stossweisen Schutzzufuhr zahlreiche Schwemmkegel aufgeschüttet. Das Dorf Bever befindet sich auf einem solchen Schwemmkegel, weil die erhöhte Lage früher Schutz vor den Hochwassern im Haupttal bot (Beer, 2005). Wo Seitenbäche in die Seen einmünden, bilden sich Deltas aus, ein typisches Exemplar kann in Silvaplana (Castelli, 2000; Peters, 2005) und bei Isola (Burga et al., 1997) beobachtet werden.

Der gravitative Prozessbereich umfasst Formen, zu deren Entstehung allein die Schwerkraft beigetragen hat und ist ausschliesslich auf die Felswände und das unmittelbar darunterliegende Ablagerungsgebiet beschränkt. Gravitative Formen sind durch Steinschlagrinnen, Schutthalde sowie Schuttkegel im Oberengadin zahlreich vertreten, umfassen aber auch Berg- und Felsstürze. Im ausgehenden Spätglazial hat

sich im Val Roseg, unmittelbar unterhalb des heutigen Hotels Roseggletscher, ein Bergsturz ereignet. Die Ablagerungsmasse hebt sich deutlich vom Hang ab und hat ursprünglich die ganze Talsohle zugeschüttet, ist unterdessen jedoch vom Rosegbach durchschnitten worden (Rothenbühler, 2000). Am Piz Morteratsch hat sich 1988 ein grosser Felssturz gelöst, dessen Trümmer auf dem Tschieravagletscher zu liegen kamen und nun mit der Gletscherbewegung immer weiter hinunter transportiert werden.

Denudative Prozesse umfassen generell flächenhafte Bewegungen von Lockermaterial, Erde oder Fels, ihr Antrieb bildet die Schwerkraft, wobei Wasser nur indirekt als Transportmedium unterstützend mitwirken kann. Das Material bewegt sich durch Gleiten oder Fliessen. Im Gegensatz zu Bergstürzen gleiten bei Rutschungen die beteiligten Gesteinsmassen als geschlossene Einheit zu Tale. Das Bodenkriechen bildet die langsamste Bewegung von Lockermaterial, wobei sich der Boden mit einem bis zehn Millimeter pro Jahr hangabwärts bewegt (Press und Siever, 1995).

Der organogen-biogene Prozessbereich umfasst Moore, Sümpfe und Vernässungsspuren. Im Gebiet des Stazerwaldes befindet sich eine ausgeprägte Moorlandschaft von nationaler Bedeutung, welche auch zahlreiche Hochmoore einschliesst (Grünig, 1994).

Der karstische Prozessbereich ist auf das Vorkommen von löslichen Sedimenten (Kalk, Dolomit, Gips) beschränkt, was im Oberengadin nur relativ wenige Stellen betrifft. Zwischen dem Piz Padella und der Alp Muntatsch oberhalb von Samedan finden sich zahlreiche Dolinen, kleine Einsturztrichter, die durch Erosionsprozesse im Untergrund entstanden sind (Imbaumgarten, 2005; Peters, 2005).

3.6 Hydrologie

Da diese Arbeit keine Module bezüglich des Wassers (z.B. Abflussmenge, Verdunstung, Kreislauf) beinhaltet, wird dieses Kapitel kürzer gehalten als die übrigen Grundlagenkapitel.

Die beiden Flüsse Inn und Flaz vereinigen sich bei Samedan. Sie unterscheiden sich bezüglich Abflusscharakteristik und Einzugsgebiete stark. Der Inn durchfliesst die Seen zwischen Maloja und St. Moritz, wo er einen Grossteil seines Geschiebes ablagert. Da die Seen bei einem Starkniederschlag als Speicher wirken und der Abfluss des St. Moritzer Sees reguliert ist, sind die Abflussspitzen des Inns stark gedämpft. Die Flaz kommt aus dem Berninatal und bringt mit dem Schmelzwasser der Gletscher aus dem Val Morteratsch und Val Roseg auch viel Geschiebe mit. Erfolgt im Sommer ein Starkniederschlag über dem Berninamassiv, kann die Flaz sehr hohe Abflusswerte erreichen, weil sie infolge des Gletscherschmelzwassers ohnehin schon einen relativ hohen Abfluss aufweist. Dies konnte früher für Samedan Hochwassergefahr bedeuten, da sich der Zusammenfluss von Inn und Flaz unmittelbar oberhalb des Dorfes befand. Insbesondere in den 1950er Jahren wurde Samedan mehrfach von starken Hochwassern heimgesucht, welche erhebliche Schäden anrichteten. Daraufhin wurden sowohl bei der Flaz als auch beim Inn Dämme gebaut. Im Zusammenhang mit der Klimaveränderung ist jedoch mit zunehmenden Hochwasserspitzen zu rechnen, da mit der Abnahme der Gletscherflächen auch ihre Speicherkapazität abnimmt und da mit einer höheren Schneefallgrenze gerechnet werden muss. Deshalb vermögen die

Dämme keinen genügenden Hochwasserschutz für heutige und zukünftige Verhältnisse mehr zu bieten (VAW, 1996).

Die Gemeinde Samedan entschloss sich deshalb, im Rahmen des Projekts Hochwasserschutz Samedan 2002 bis 2006 die Flaz umzuleiten und den Inn zu renaturieren. In einem ersten Schritt wurde für die Flaz ein neues Bett gebaut, welches beim Kreisel Punt Muragl beginnt und die Flaz rechts vom Flugplatz am Fusse des Muottas Muragl entlangführt, bis sie unmittelbar vor den Gravatschaseen in den Inn mündet. Somit konnte die Hochwassergefahr für Samedan, welche von der Flaz ausging, behoben werden. Das neue Flussbett konnte stellenweise ohne Dämme angelegt werden und ist genügend breit, sodass der Fluss Sandbänke bilden kann. Die Dämme beim alten Flazgerinne wurden abgebrochen und das Gebiet mit Wald und Weide renaturiert, durch das noch ein kleines Bächlein fliesst, um die „Golfseeli“ zu versorgen. Seit dem Frühling 2004 fliesst die Flaz in ihrem neuen Bett.

Im zweiten Schritt wird das Innbett renaturiert, das nun nach der Flazverlegung einen tieferen Abfluss aufweist. Dabei wird der Inn unter der Hauptstrasse durchgeleitet, um sich zwischen der Hauptstrasse und dem Flugplatz mit seinem Altlauf zu vereinigen und bis zum Zusammenfluss mit der Flaz eine Auenlandschaft zu bilden. Sowohl die Renaturierung des Inns als auch der Neubau des Flazgerinnes bringen eine ökologische Aufwertung der beiden Flussläufe und tragen wesentlich zur Attraktivität der Landschaft in der Talebene bei.

3.7 Schnee

Die alpine Schneedecke ist grossen räumlichen und zeitlichen Schwankungen bezüglich Verbreitung und Mächtigkeit unterworfen. Der Zeitpunkt der Schneefälle sowie die Schneehöhe sind Jahr für Jahr vom Wettergeschehen abhängig. Einmal gefallener Schnee kann durch Lawenniedergänge und Wind wieder umgelagert werden.

Der Schnee spielt im Hochgebirge eine sehr wichtige Rolle, indem er sowohl viele Faktoren der physischen Umwelt als auch die Wirtschaft und das Landschaftsbild entscheidend beeinflusst. Eine Schneedecke weist eine höhere Albedo auf als eine schneefreie Fläche, was wiederum Auswirkungen auf die Energiebilanz an der Oberfläche und die Bodentemperaturen hat (Mittaz, 2002). Insbesondere in den Monaten Mai, Juni und Juli, wenn das Strahlungsangebot am grössten ist, kommt der Schneedeckenverteilung eine grosse Bedeutung zu (Hoelzle, 1994). Eine geschlossene Schneedecke, insbesondere Neuschnee, wirkt als guter Isolator und beeinflusst wiederum, besonders bei sehr kalten Atmosphärentemperaturen, die Bodentemperaturen und verringert somit lokal die Wahrscheinlichkeit des Vorkommens von Permafrost (Haeberli und Beniston, 1998; Hoelzle, 1994; Keller, 1994; Mittaz, 2002). Auch die Vegetation und die Landwirtschaft profitieren von dieser Isolationswirkung.

Gletschereis entsteht durch die Umwandlung von Schnee, somit spielt die jährliche Schneefallmenge und die Höhe der Schneefallgrenze eine wichtige Rolle für die Massenbilanz der Gletscher (Föhn, 1990).

Die räumliche Schneeverteilung und das unterschiedlich schnelle Schmelzen führen während der Schmelzperiode zu einem sehr unterschiedlichen Wassereintrag in den Boden, was lokal zu einer Wassersättigung und im Extremfall zu Rutschungen oder Murgängen führen kann, besonders in Kombination mit Starkniederschlägen und

einer hohen Schneefallgrenze (Zimmermann und Haeberli, 1992; Zimmermann et al., 1997). Umgekehrt wirkt die Schneedecke bei Regen als wichtiger Zwischenspeicher und hemmt den Abfluss (Bader, 1998b; Ehrler, 1998). Während starken Niederschlagsereignissen, vor allem im Frühsommer, spielt die Schneebedeckung und die Höhe der Schneefallgrenze bei der Bildung von Murgängen oder Hochwasserereignissen eine entscheidende Rolle (Kunz, 1998; Zimmermann und Haeberli, 1992; Zimmermann et al., 1997).

Die Schneeverteilung wird durch Windverfrachtungen und Lawinnenniedergänge wesentlich beeinflusst, sodass es nicht möglich ist, die Schneehöhe nur als Funktion des Geländes zu beschreiben. Windverfrachtungen und die Hangneigung beeinflussen die Schneemengen und den Zeitpunkt des Ausaperns stärker als die Exposition (Ehrler, 1998). Neben der Schneemenge ist das Ausaperungsmuster auch vom Strahlungsangebot am jeweiligen Ort abhängig (Bernhard, 1996). In seiner Diplomarbeit hat Bernhard (1996) das Ausaperungsmuster auf einem Energiebilanzansatz basierend mit einem zufriedenstellenden Resultat modelliert, die Praxisanwendung dieses Modells ist jedoch schwierig, da viele der Inputdaten nur durch Feldmessungen gewonnen werden können (Bernhard, 1996). Das Ausaperungsmuster selber beeinflusst lokal die Vegetation (Ellenberg, 1978).

Der Schnee befindet sich nahe am Schmelzpunkt und reagiert sehr sensibel und im Gegensatz zu den Gletschern oder dem Permafrost unverzögert auf Klimaveränderungen (Föhn, 1990; Haeberli und Beniston, 1998; Siegenthaler, 1990). Genau diese unverzögerte Reaktion sowie die grossen jährlichen Schwankungen des Niederschlags, der Temperatur und der Schneehöhe machen es aber schwierig, einen klimabedingten Trend festzustellen, sodass in Gebieten über 1500 m ü.M. bisher keine Änderung der Schneesituation festgestellt werden konnte (Ammann, 2003; Bader, 1998a).

Seit den mittleren 80er Jahren wurde vermehrt das Auftreten von schneearmen Frühwintern beobachtet, die Schneedecke bildete sich später, blieb dafür länger in den Frühling hinein liegen. Da diese Verschiebung der Schneebedeckung in Richtung Frühling erst seit wenigen Jahren beobachtet werden kann und solche Schwankungen auch schon früher vorgekommen sind, darf daraus kein Zusammenhang zur Klimaveränderung abgeleitet werden (Föhn, 1990).

Unter der Annahme einer Erwärmung um 3°C (Jahr 2100) würde die Zeit mit einer geschlossenen Schneedecke um rund einen Monat kürzer, es müsste mit einem verzögerten Einschneien und einem verfrühten Ausapern gerechnet werden, die mittlere Schneefallgrenze würde inneralpin um 200 m ansteigen, die temporäre Schneegrenze um 300–500 m und unterhalb von 1200 m wäre nur noch selten eine geschlossene Schneedecke vorhanden (Föhn, 1990). Da in der Schweiz 2/3 der im Tourismus generierten Einnahmen vom Wintertourismus stammen und der Skisport, zumindest heute, im Wintertourismus eine dominierende Stellung einnimmt, kann der Schnee als bedeutende wirtschaftliche Ressource angesehen werden. Für das Oberengadin, das sich auf über 1600 m ü.M. befindet, ist die Schneesicherheit (während mindestens 100 Tagen zwischen 16. 12. und 15. 4. eine Schneebedeckung von mindestens 30 cm) in den nächsten 100 Jahren kein Thema. Im Gegenteil, es könnte davon profitieren, dass die Regionen unter 1700 m ü.M. längerfristig nicht mehr schneesicher sind und somit

viele Wintertouristen in die noch schneesicheren Gebieten ausweichen (Abegg, 1996). Das kann jedoch nur unter der Voraussetzung funktionieren, dass die Nachfrage nach Skisport infolge Schneeabwesenheit in den Herkunftsländern der Gäste nicht nachlässt. Aber auch im Oberengadin droht dem Wintertourismus wegen des späten Einschneiens ein Verlust während seiner besten Saison, den Weihnachtsferien (Föhn, 1992).

Eine geringere Schneebedeckung würde sich auf das Abflussregime auswirken. Das Wasser aus der Schneeschmelze würde früher im Jahr auftreten, dafür im Sommer ganz fehlen (Bader, 1998b; Ehrler, 1998). Ehrler (1998) hat für den Raum Felsberg ein GIS-basiertes Abflussmodell für die Schneeschmelze entwickelt, das auch für zukünftige Klimabedingungen läuft. Das Modell prognostiziert eine beschleunigte Ausaperung selbst bei zunehmendem Winterniederschlag, eine geringer werdende Abflussspitze während der Schneeschmelzperiode sowie eine deutliche Abnahme der Abflussmenge im Sommer (Ehrler, 1998).

Bisher kann kein Zusammenhang zwischen der Lawinenaktivität und der Klimaveränderung festgestellt werden. Das Zustandekommen von Lawinen ist abhängig von Temperatur, Neuschneemenge, Niederschlag, Wind, Sonneneinstrahlung und dem Schneedeckenaufbau und unterliegt dem aktuellen Witterungseinfluss und nicht der Klimaveränderung (Föhn, 1992; Kunz, 1998; Schneebeli et al., 1998).

3.8 Boden

3.8.1 Die Böden im Oberengadin

Aufgrund der vorwiegend kristallinen Unterlage herrschen im Oberengadin die Bodenbildungsprozesse Verbraunung und Podsolierung vor (Margreth, 2004). Bei der Verwitterung von eisenhaltigen Mineralien spricht man von Verbraunung. Die Podsolierung ist charakterisiert durch eine Verlagerung von gelösten, organischen Stoffen sowie Eisen- und Aluminiumkomplexen in den Unterboden. Sofern andere Bedingungen wie sandige Korngrösse und saure Verhältnisse gegeben sind, entscheiden die Temperaturverhältnisse über die Auslösung der Podsolierung (Scheffer und Schachtschabel, 1998).

Im Bereich des subalpinen Lärchen-Arvenwaldes findet man vorwiegend Eisenpodsole mit einer mächtigen organischen Auflage in Form von Rohhumus oder Moder. Das basenarme, silikatische und gut durchlässige Ausgangssubstrat sowie die schwer abbaubare Streu fördern die Podsolbildung (Hiller, 2001; Müller, 1983).

Die Böden im Waldgrenzökoton sind durch Verbraunungs- und Podsolierungsprozesse gekennzeichnet. Die Podsolierung wird durch gut durchlässiges Ausgangssubstrat, gute Perkolation von Sickerwasser, hohe Bodensäure, schwer zersetzbare Streu sowie lehmiger bis schluffig-lehmiger Sand als Bodenart gefördert. In steilen und daher ungünstigen Lagen können sich nur Rohböden, Ranker oder Podsolranker entwickeln. Infolge der auf kleinem Raum rasch wechselnden Reliefformen findet man ein Mosaik aus Rankern, Braunerden und Podsolen vor (Hiller, 2001).

Oberhalb der Waldgrenze wird der Boden vom Mikroklima und der Vegetation entscheidend beeinflusst. Unter einer Zwergstrauchheide findet man geringmächtige Podsole, Braunerde-Podsole und an steileren Orten Ranker oder Podsol-Ranker, wäh-

rend der Boden unter Grasbeständen von saurer Braunerde dominiert wird. In geomorphologischen Akkumulationslagen wird die Bodenbildung durch den Eintrag von mineralischem und organischem Feinmaterial beeinflusst, sodass sich sogenannte kolluviale Braunerden mit einem hohen Gehalt an organischer Feinsubstanz entwickeln. Die Podsolierung ist hier im Vergleich mit der Situation unter einer Zwergstrauchheide vermindert, weil die Streu nährstoffreicher und besser abbaubar ist, ein höherer pH vorliegt und durch Hangwasser ein Eintrag von Feinmaterial und basischen Kationen stattfindet (Hiller, 2001; Müller, 1983).

In der alpinen Stufe nimmt mit zunehmender Höhe die Intensität der Podsolierung ab. Es herrschen Ranker und saure Braunerden vor, was in erster Linie auf die Verkürzung der Vegetationszeit zurückzuführen ist. Die Menge an verfügbarem Sickerwasser ist entscheidend für den Grad der Podsolierung. Bei Standorten mit Vernässungen wie beispielsweise in Mulden oder Hangfusslagen kann eine Pseudogley- oder Gleydynamik beobachtet werden (Hiller, 2001). Oberhalb von 2600 m ü.M. dominieren Silikat- und Humussilikatgesteinsböden. Da die Böden der alpinen Stufe dem Wind und den Witterungseinflüssen exponiert sind, haben Relief, Neigung und Exposition einen entscheidenden Einfluss auf die Bodenbildung (Müller, 1983).

Gut ausgeprägte Braunerden oder Podsole finden sich im Oberengadin nur an Orten, die ausserhalb eines Gletschervorfeldes liegen, durch keine geomorphologischen Prozesse beeinflusst werden, wo nach Niederschlägen eine Entwässerung möglich ist und die weder von Grund- noch von Hangwasser geprägt sind. Podsole kommen auf karbonathaltigem Gestein nicht vor, was im Oberengadin nur eine geringe Fläche betrifft. Im Hochgebirge ist die Bodenbildung an vielen Orten von geomorphologischen Prozessen beeinträchtigt. Diese Stellen umfassen periglaziale Flächen, inaktive und relikte Blockgletscher, Murgangablagerungen, Sander, Erosionstrichter, Schuttkegel und -halden, Felssturزابlagerungen sowie Blockschutt. Hier lassen sich nur Rohböden wie Silikat- oder Humussilikatböden beobachten. Auf Schwemmfächern und Schwemmebenen sind Fluvisole zu erwarten (Margreth, 2004).

Es existieren zahlreiche Arbeiten mit dem Ziel, die Bodenverbreitung und -entwicklung mit GIS zu modellieren (Egli et al., 2004a; Friedrich, 1996; Gessler et al., 2000; Heuvelink und Webster, 2001; Klingl, 1996; Mendonca Santos et al., 2000).

3.8.2 Reaktion auf Klimaveränderung

Die physiochemischen Eigenschaften eines Bodens bestimmen seine Reaktion auf die Klimaveränderung. Dabei ist zu beachten, dass ein Boden das Produkt vieler verschiedener Ökosystemprozesse ist (Theurillat et al., 1998). Bis zur Entwicklung eines subalpinen oder alpinen Bodens dauert es mehrere Jahrtausende. Die entscheidenden Veränderungen in der Bodenchemie ereignen sich in den ersten 3000-4000 Jahren, bei den Tonmineralien in den ersten 3000 Jahren (Egli et al., 2001; Egli und Mirabella, 2001; Egli et al., 2003). Die einzelnen Bodenbildungsprozesse laufen mit sehr unterschiedlichen Geschwindigkeiten ab. Podsolschichten bilden sich bereits innerhalb von 80 Jahren. Alpine Bedingungen ermöglichen eine relativ schnelle Bodenbildung, da kolluviale Bewegungen für eine Verjüngung sorgen und die grobe Textur einen raschen Wassertransit ermöglicht. Deshalb müssen alpine Böden als sehr aktive Systeme betrachtet werden (Theurillat et al., 1998). Im Bereich zwischen dem sub-

alpinen Wald und der Baumgrenze laufen die Prozesse der Podsolierung am intensivsten ab. Das hängt damit zusammen, dass die Elementauswaschung sowie die Verwitterung in diesem Bereich stärker als an höher- oder tiefergelegenen Standorten ist (Egli et al., 2004c). Das organische Material bildet einen Schlüsselindikator für Veränderungen im Boden, da es viele Faktoren wie die Humifizierung, die Podsolierung, den Nitratkreislauf, die Struktur, sowie das Wasserrückhaltevermögen beeinflusst. Gleichzeitig reagiert das organische Material relativ rasch auf Klimaveränderungen, da es von der Vegetation beeinflusst wird. Die Podsolierung ist einer der schnellsten Bodenbildungsprozesse und kann somit als Indikator für das Studium von Umweltveränderungen herangezogen werden (Theurillat et al., 1998).

Wichtige Faktoren, welche die Reaktion subalpiner und alpiner Böden auf die Klimaveränderung beeinflussen, sind Materialtransporte, Veränderungen des organischen Materials, das Vorhandensein von Permafrost sowie die Verfügbarkeit von Stickstoff. Karbonatböden haben eine bessere Pufferfähigkeit und werden deshalb eine geringere Reaktion zeigen als saure Böden. Ob der Materialtransport im Boden aufwärts oder abwärts gerichtet ist, wird vom Niederschlag und der Evapotranspiration gesteuert. Treten Veränderungen des Niederschlags auf, sind auch Veränderungen im Materialtransport zu erwarten (Theurillat et al., 1998).

Bei wärmeren Temperaturen wird der Zerfall von organischem Material gefördert. Dadurch verstärkt sich die Stickstoff-Mineralisation und das C/N-Verhältnis (Kohlenstoff/Stickstoff) wird kleiner, was wiederum eine Veränderung des pH mit sich zieht. Es ist aber auch ein Szenarium möglich, in dem es genau umgekehrt abläuft und das C/N-Verhältnis infolge einer gesteigerten Aktivität von Mikroorganismen zunimmt (Theurillat et al., 1998). Wenn sich die Vegetation als Folge der Erwärmung in höhere Regionen ausbreitet, werden sich dort wichtige Bodeneigenschaften wie Feuchtigkeit, Gründigkeit und Nährstoffangebot verändern (Egli, 2005).

In einem Experiment wurden Bodensäulen an einen tiefergelegenen Standort verpflanzt, um Veränderungen des organischen Materials als Reaktion auf wärmere Temperaturen zu untersuchen. Nach zweijähriger Beobachtungszeit konnte festgestellt werden, dass unter den um rund 3°C wärmeren Bedingungen am neuen Standort die Phytomasse oberirdisch als auch in den obersten Bodenschichten stark abgenommen hat. Der Grund dürfte im Absterben der Wurzelmasse liegen, die auf eine verminderte Photosyntheseleistung der Vegetation zurückzuführen ist. Offensichtlich hat die plötzliche Temperaturveränderung die Anpassungsfähigkeit der Pflanzen überfordert. Wegen der kurzen Beobachtungszeit von zwei Jahren kann nichts darüber ausgesagt werden, ob die Abnahme der Phytomasse eine kurzfristige Reaktion oder aber eine mittel- oder sogar längerfristige Konsequenz der Klimaerwärmung ist. In jedem Fall zeigt das Experiment jedoch, dass eine schnelle Temperaturveränderung einschneidende Konsequenzen auf die Vegetation haben wird, (Egli et al., 2004b) was zu vermehrter Bodenerosion und Hanginstabilität führt.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass das organische Material ein Schlüsselfaktor ist, weil es klimasensitiv ist, seine Entwicklung eng mit dem Stickstoffgehalt gekoppelt ist und einen bedeutenden Einfluss auf den Boden ausübt. Da sich in der subalpinen und alpinen Stufe unterschiedlichste Standortbedingungen auf kleinstem Raum abwechseln, ist auf einem kleinen Raum eine relativ grosse Biodi-

versität vorhanden, was wiederum zu unterschiedlicher Sensitivität und Resistenz des Bodens auf die Klimaveränderung führt. Deshalb sind generelle, überregionale Aussagen kaum möglich (Theurillat et al., 1998).

Die bedeutendsten Veränderungen der Bodeneigenschaften in den nächsten 50-150 Jahren werden in den tiefgelegenen Gletschervorfeldern sowie auf einer Höhe zwischen 2700 und 3100 m ü.M. stattfinden. Hier wird die Bodengründigkeit zunehmen und neue Böden können sich bilden. In den durch den Gletscherrückzug eisfrei werdenden Gebieten können sich relativ rasch Böden von geringer Mächtigkeit entwickeln. Zuerst werden sich Silikat- bis Humussilikatgesteinsböden etablieren, die Bodenbildung an den ältesten Stellen im Gletschervorfeld wird jedoch eine geringmächtige Braunerde nicht überschreiten. In der Höhenlage zwischen 2700 und 3100 m ü.M. wird die Bodenentwicklung ähnlich ablaufen, während in den übrigen Gebieten die klimabedingte Veränderung in diesem Zeitraum kaum bemerkbar sein wird. Zudem werden geomorphologische Prozesse die Bodenentwicklung in entscheidendem Masse mitbeeinflussen (Egli, 2005).

3.9 Vegetation

3.9.1 Die Vegetation im Oberengadin

Die Klimaxgesellschaft der subalpine Stufe des Oberengadins bildet der Lärchen-Arvenwald (*Larici-Cembretum*) (siehe Abbildung 10).



Abbildung 10: Herbstlicher Lärchen-Arvenwald (24. Oktober 2004).

Die Lärche (*Larix decidua*) ist ein Pionierbaum, der viel Licht braucht, konkurrenzwach ist und oft neuentstandene Freiflächen wie Lawenzüge oder Gletschervorfelder besiedelt. Die Arve (*Pinus cembra*) ist der typische Klimaxbaum, sie hat geringe Lichtansprüche und ist konkurrenzstark. In einem dicht ausgeprägten Lärchen-Arvenwald findet man die Heidelbeere (*Vaccinium myrtillus*), ein lockerer Waldbestand mit genügender Schneebedeckung wird von der Rostblättrigen Alpenrose (*Rhododendron ferrugineum*) begleitet. Weitere Subassoziationen bildet das Wollige Reitgras (*Calamagrostis villosa*), an besonders nassen oder trockenen Standorten die Legföhre (*Pinus mugo*), an sonnigen Südhängen mit trockenen Rohböden und aufgelöstem Wald der Zwergwacholder (*Juniperus nana*) und an vernässten Stellen, entlang von Bächen, Lawenzügen oder am Fuss von Felswänden die Grünerle (*Alnus viridis*) (Ellenberg, 1978). Die Waldgrenze liegt mit ungefähr 2300 m ü.M. im Vergleich zum Alpenrand relativ hoch, was auf den Massenerhebungseffekt (stärkere Erwärmung zentralalpiner Gebiete als isolierte Berge gleicher Meereshöhe in den Voralpen oder im Jura am Tag und im Sommer) zurückzuführen ist (Landolt, 1992).

Die Vegetation der waldfreien Gebiete in der subalpinen Stufe sowie am Übergang in die alpine Stufe widerspiegelt die Standortverhältnisse. Nordexponierte Geländerippen, Lawenzüge oder Hangfusslagen werden von Alpenrosen (*Rhododendron ferrugineum*), Heidelbeeren (*Vaccinium myrtillus*) sowie Grünerlen (*Alnus viridis*) bevorzugt. An trockenen Sonnenhängen und südexponierten Geländerippen findet man Zwergwacholder (*Juniperus nana*) und Bärentraube (*Arctostaphylos uva-ursi*). Weitere häufige Arten sind verschiedene Weiden (*Salicaceae*), Preiselbeere (*Vaccinium vitis-idaea*), Heidekraut (*Calluna vulgaris*) und Alpenazalee (*Loiseleuria procumbens*) (Ellenberg, 1978).

Im Waldgrenzökoton, dem Übergangsbereich zwischen Wald und Baumgrenze, kann mit zunehmender Höhe eine zunehmende Artenvielfalt beobachtet werden. Die Artenzusammensetzung im Waldgrenzökoton zeigt keinen Pioniercharakter (Fischer, 1999).

Die alpine Stufe befindet sich oberhalb der Baumgrenze. Auf saurem Boden ist die Krummsegge (*Carex curvula*) weit verbreitet. An trockenen Sonnenhängen dominiert der Buntschwingel (*Festuca varia*). Auf besonders intensiv beweideten Flächen entwickeln sich dank des hohen Nährstoffgehalts Lägerfluren mit Alpenrispengras (*Poa alpina*), Alpenampfer (*Rumex alpinus*) sowie Alpenkreuzkraut (*Senecio alpinus*) (Ellenberg, 1978).

Die Schneetälchengesellschaften sind an Bedingungen wie lange Schneebedeckung und vom Schmelzwasser durchnässten Boden angepasst. Dies schätzen Widertonmoos (*Polytrichum sexangulare*) oder Lebermoos (*Anthelia juratzkana*). Ebenfalls feuchte Bedingungen herrschen in Mulden und Runsen, sie unterscheiden sich jedoch von den Schneetälchengesellschaften durch das frühere Ausapern. Nährstoffreiches Niederschlagswasser sammelt sich an und es entwickeln sich alpine Hochstaudenfluren, typische Vertreter sind Frauenmantel (*Alchemilla*) oder die Stachlige Kratzdistel (*Cirsium spinosissimum*) (Ellenberg, 1978).

Auf Felsen herrschen extreme Temperaturschwankungen vor. Die häufigsten Pflanzen auf Felsen sind Flechten. Im kalkarmen Oberengadin ist die Landkartenflechte

(*Rhizocarpon geographicum*) weit verbreitet. Auch einige Blütenpflanzen wie beispielsweise das Schweizer Mannsschild (*Androsace helvetica*) haben sich an die harten Bedingungen angepasst (Ellenberg, 1978).

Die nivale Stufe bietet nur auf wind- und sonnenexponierten Gipfeln oder Graten Standorte an, die zumindest einen Teil des Jahres schneefrei sind. Hier können sich Rasenfragmente und polsterbildende Pflanzen behaupten. In der unteren nivalen Stufe kommen noch Krummseggen (*Carex curvula*) und Nacktriedrasen (*Elynetum*) vor. Weiter oben werden die Gräser durch zweikeimblättrige Pflanzen (*Dicotyledonen*), rosettenbildende Pflanzen (*Hemikryptophyten*) und Zwergsträucher (*Chamaephyten*) abgelöst. Sie bilden oft die für die untere nivale Stufe typischen Teppiche. In der mittleren nivalen Stufe findet man vor allem Moosrasen. Nur noch wenige Blütenpflanzen können sich unter diesen Bedingungen behaupten, zu ihnen gehören Alpen-Mannsschild (*Androsace alpina*), verschiedene Steinbrecharten (*Saxifragaceae*) sowie der Gletscher-Hahnenfuss (*Ranunculus glacialis*). In der oberen nivalen Stufe herrschen Flechten vor (Ellenberg, 1978).

Die Vegetation in den Gletschervorfeldern widerspiegelt die unterschiedlichen Sukzessionsstufen und Standortbedingungen. Ein entscheidender Faktor ist die Dauer der Eisfreiheit. Je näher am Gletscher und je grobblockiger das Substrat, desto geringer der Deckungsgrad der Vegetation. Grobblockiges Substrat bedeutet für die Pflanzen Wasserstress. Geeignet für die Etablierung der Pioniervegetation sind sandige, ebene Flächen, wie sie oft entlang von Bachläufen vorkommen. Doch auf diesen Standorten erleidet die Vegetationsentwicklung immer wieder Rückschläge durch Überschwemmungen. Bedingt durch solche Rückschläge und unterschiedlichen Standortfaktoren kann nicht immer ein klarer Trend zwischen der Dauer der Eisfreiheit und dem Deckungsgrad oder der Artenzahl festgestellt werden. Bei der Neubesiedlung von Standorten müssen die Pionierpflanzen Probleme wie tiefes und einseitiges Nährstoffangebot, niedrige Temperaturen, starke Einstrahlung, grobes Substrat sowie ein beschränktes Angebot von keimfähigen Samen auf den neuen Flächen überwinden. Ein positiver Faktor ist, dass es kaum Konkurrenz gibt (Burga, 1999; Fischer, 1999).

Das Aufkommen der ersten Vegetation wird durch zufällige Keimung von Samen ausgelöst. Zu den ersten Pionierarten gehören Fleischers Weidenröschen (*Epilobium fleischeri*), Moosartiger Steinbrech (*Saxifraga bryoides*), Einblütiges Hornkraut (*Cerastium uniflorum*), Schildblättriger Ampfer (*Rumex stucatus*), Moschus-Schafgarbe (*Achillea moschata*), Grasnelkenblättriges Habichtskraut (*Hieracium staticifolium*) und Bleicher Klee (*Trifolium pallescens*). Die ersten Weidenröschen treten 7 Jahre nach dem Eisfreiwerden auf. Die ersten Weiden (*Salicaceae*), Grün-Erlen (*Alnus viridis*) und Lärchen (*Larix decidua*) siedeln sich nach 10-15 Jahren seit dem Eisfreiwerden an. Der Erle kommt als Nährstofflieferantin eine wichtige Rolle in der Sukzession zu. Die deutsche Tamariske (*Myricaria germanica*) ist ein typischer Pionier von oft überschwemmten Bachstandorten. Hier finden sich noch weitere Pioniere wie Bewimperter Steinbrech (*Saxifraga aizoides*). Das Alpen-Rispengras (*Poa alpina*) bildet die ersten Rasenflecken. Nach der Etablierung dieser typischen Pionierpflanzen können sich auch anspruchsvollere, dafür konkurrenzstärkere Pflanzenarten ansiedeln. Vereinzelt vermögen sich nun Klimaxarten wie Rostblättrige Alpenrose (*Rhododendrum ferrugineum*), Zwergwacholder (*Juniperus nana*) oder Zwitterige Krähenbeere (*Empetrum hermaphroditum*) etablieren. Nach 25-30 Jahren

Eisfreiheit kann sich der erste Arvenkeimling (*Pinus cembra*) behaupten. Mit zunehmendem Alter der Standorte nehmen die Pionierpflanzen auf Kosten der Rasen- und Zwergstrauchgesellschaften ab. Die Klimaxvegetation in Form eines subalpinen Lärchen-Arvenwaldes beginnt sich nach ca. 80 Jahren zu etablieren. Bis zu seiner vollständigen Entwicklung dauert es ca. 100 Jahre. Im Gletschervorfeld Morteratsch dominieren nach wie vor Pionierarten wie Grünerlen oder Weiden, während die für den Klimaxwald typischen Arten wie Alpenrose, Wacholder oder Heidelbeere nur vereinzelt vorkommen (Burga, 1999; Fischer, 1999).

3.9.2 Reaktion auf Klimaveränderung

Die Vegetationsverbreitung in den Alpen widerspiegelt ein komplexes Zusammenspiel verschiedenster Standortfaktoren wie Relief, Mikroklima, Wasserregime, Schneebedeckung, Bodenverhältnisse oder geomorphologische Prozesse. Da einige dieser Standortfaktoren nicht temperaturabhängig sind und das Relief des Hochgebirges ein Mosaik unterschiedlichster Standorte zur Folge hat, wird die Reaktion der Vegetation auf steigende Temperaturen nicht linear und gleichmässig erfolgen.

Eigenschaften wie Konkurrenz- und Anpassungsfähigkeit können die Auswirkungen der Klimaveränderung verstärken oder abschwächen. Bei einem Temperaturanstieg haben Pflanzen drei Möglichkeiten: entweder passen sie sich an und bleiben an ihrem Standort, sie wandern aus und besiedeln neue Standorte oder sie verschwinden und sterben aus. Eine grosse genetische Vielfalt, wie sie bei grossen Populationen vorkommt, ermöglicht die Anpassung an neue Verhältnisse. Klonale oder polsterbildende, flächendeckende Pflanzen können neu eindringenden Arten standhalten. Die Bodenverhältnisse spielen eine grosse Rolle und können die Reaktion einer Pflanze auf die Klimaveränderung verunmöglichen (Theurillat et al., 1998).

Ein Anstieg der jährlichen Durchschnittstemperatur um 1°C verlängert zwar die Wachstumsperiode um 16-17 Tage, um das ausnützen zu können, müssen für die Pflanzen aber auch anderen Standortfaktoren stimmen. Man unterscheidet klimatische und edaphische (auf die Bodeneigenschaften bezogene) Pflanzengesellschaften. Sofern es die edaphischen Bedingungen zulassen, kann sich eine klimatische Gesellschaft verschieben. Eine edaphische Gesellschaft wird bleiben und sich an die neuen Bedingungen anpassen, solange ihre limitierenden Faktoren nicht überschritten werden. Die Verbreitung der verschiedenen Pflanzengesellschaften wird sich in den nächsten 100 Jahren nicht stark verändern. Da eine Vegetationszone einen Temperaturbereich von 3-4°C umfasst, wird ein Temperaturanstieg von 1°C nur die Übergangsbereiche zwischen zwei Zonen beeinflussen und wird keinen bedeutenden Einfluss auf die Diversität haben. Auch liegt eine Temperaturveränderung von 1-2°C noch innerhalb des Toleranzbereichs vieler Alpenpflanzen. Erst ein Temperaturanstieg von mehr als 3°C, der über mehrere Jahrhunderte anhält, vermag die Vegetation im Alpenraum in bedeutendem Ausmass zu beeinflussen. Es wird erwartet, dass dann die Bewohner der kältesten Standorte, der sehr spezialisierten Standorte, der nivalen Stufe und Gipfel, sowie die Endemiten zu den Verlierern gehören und aus dem Alpenraum verschwinden oder im Fall der Endemiten sogar aussterben werden. Das Einwandern von neuen Arten ist kaum zu erwarten, da die Samenausbreitungsmöglichkeiten in der alpinen Umgebung sehr eingeschränkt sind. Viele Pflanzen, die zwar nicht verschwinden, werden eine Fragmentierung ihrer Ver-

breitung erfahren. Einige Endemiten, insbesondere Bewohner von Felsklüften, sind extrem stabil gegenüber grossen Temperaturschwankungen und werden von den Veränderungen kaum betroffen sein. Wegen des Mosaiks unterschiedlichster Standortfaktoren und der unterschiedlichen Reaktions- und Anpassungszeit der verschiedenen Pflanzenarten wird es keine lineare Verschiebung der Pflanzengesellschaften geben. Im Waldgrenzökoton werden die Heiden und Büsche viel schneller reagieren als die Bäume oder gar der Wald. Subalpine Sträucher und Bäume werden relativ rasch in die alpine Zone vorstossen können, sofern sie gegenüber dem Boden-pH sowie Bodenbewegungen unempfindlich sind, über einen effizienten Stickstoffverbrauch verfügen sowie eine gute Konkurrenzfähigkeit besitzen. Diese Voraussetzungen erfüllen Grünerle (*Alnus viridis*) und Lärche (*Larix decidua*) am besten. Die Wanderung alpiner Arten in die nivale Zone wird nur mosaikartig stattfinden und mehr von edaphischen als von klimatischen Faktoren gesteuert sein (Theurillat et al., 1998).

Die Höhenlage der Waldgrenze wird nur sehr langsam und lokal sehr unterschiedlich auf die Klimaveränderung reagieren. Die Waldgrenze reagiert nicht sehr klimasensitiv, weil sie nicht das Resultat der Temperaturverhältnisse allein ist, sondern eine hochkomplexe, biologisch-ökologische Grenze bildet, die sich unter wechselseitigen Beeinflussungen der Vegetation und der Umweltbedingungen über eine lange Zeit entwickelt hat. Neben den Temperaturverhältnissen beeinflussen viele andere Faktoren wie Kohlenstoffbilanz, Einwirkung von Frost, Frosttrocknisschäden, Bodentemperatur im Wurzelbereich, Wind, Schneedecke, Wasserregime, Bodentyp, Samenangebot sowie das Relief die Höhe der Waldgrenze. Bei genügend Niederschlag ist die Dauer der schneefreien Zeit der für die Waldgrenze entscheidende Faktor, an trockenen Standorten ist es das Feuchteangebot (Holtmeier, 2000). Mit einem Höherrücken der Waldgrenze kann nur dann gerechnet werden, wenn eine Erwärmung von mindestens 2°C stattfindet und die wärmeren Temperaturen während Jahrhunderten erhalten bleiben (Theurillat et al., 1998). Für den Verlauf der Waldgrenze sind oft Extremereignisse wie Trockenheit, besonders schneereiche oder schneearme Winter, Stürme, Froste während der Vegetationsperiode oder Feuer entscheidend, welche die Entwicklung des Waldes um Jahrzehnte zurückwerfen können. Deshalb ist nicht mit einer linearen, sondern mit einer mosaikartigen, von günstigen Standorten bestimmten Verschiebung der Waldgrenze zu rechnen. Dieser Verschiebung geht eine Verschiebung der Baumgrenze sowie eine Vergrösserung der Bestockungsdichte im Waldgrenzökoton voraus (Holtmeier, 2000).

3.10 Naturgefahren

3.10.1 Murgang

Ein Murgang ist ein schnellfliessendes Gemisch aus unterschiedlichen Anteilen an Lockermaterial und Wasser. Charakteristisch ist sein enormes lokales Erosionspotential, seine Fähigkeit, viel Material und grosse Blöcke zu transportieren, sowie sein instationärer Abfluss, der in Schüben erfolgt (Zimmermann, 1990).

Die Disposition für die Auslösung eines Murgangs ist im Gerinne bei einer Hangneigung ab 15° und dem Vorhandensein von Lockermaterial (Verklausung) gegeben. Unkonsolidiertes Lockermaterial, wie es beispielsweise in glazialen oder periglazia-

len Gebieten vorkommt, ist murganganfälliger als verfestigter oder mit Vegetation bewachsener Schutt. Speziell im Wald wird das Lockermaterial durch die Baumwurzeln gut zusammengehalten. (Zimmermann et al., 1997).

Patterson kartierte die Murgänge im Oberengadin und wertete sie statistisch aus. Das Resultat ihrer Untersuchungen ergab, dass sich die meisten Murganganrisse in einer Höhenlage zwischen 2300 m und 2900 m ü.M. befinden und zwischen 30° und 45° steil sind. Keiner der beobachteten Murgänge weist ein kleineres Pauschalgefälle als 11° auf (Patterson, 2003).

Auch Hürlimann (1994) untersuchte die Murganganrisszonen im Oberengadin. Die meisten seiner beobachteten Murganganrisse befinden sich in Gerinnen und innerhalb der geschätzten Permafrostverbreitung. Er entwickelte ein Murgangdispositionsprogramm unter Einbezug eines digitalen Höhenmodells zur Ableitung der Hangneigung, der mittels PERMAKART (nach Keller, 1992) simulierten Permafrostverbreitung, der Schuttflächen aus Infrarotluftbildern sowie Moränen und Blockgletschern (Hürlimann, 1994).

Zimmermann et al. (1997) unterscheiden bei der Abschätzung der Grösse eines Ereignisses zwischen Jung- und Altschutt. Altschutt beherbergt im Vergleich zum Jungschutt relativ grosse Reservoirs und umfasst Moränen, Moränenbastionen, glaziale Talverfüllungen sowie tiefgründige Rutschungen. Da der Schuttnachschub während eines Ereignisses praktisch unbeschränkt ist, sind aus Altschuttgebieten volumenmässig relativ grosse Murgänge möglich. Als Jungschutt werden Schuttablagerungen bezeichnet, die durch die aktuelle Verwitterung laufend neu produziert werden. Murgänge, die im Jungschutt anreissen, gehören normalerweise zu den volumenmässig kleineren Ereignissen (Zimmermann et al., 1997).

Die Murganganrisse können in drei verschiedene Typen unterteilt werden. Beim Typ I handelt es sich um Hanganrisse, welche besonders in vegetationsfreiem Schutt auftreten. Der Typ II umfasst den Kontaktbereich zwischen Felswand und Schutthalde. Insbesondere unterhalb von Steinschlagrinnen besteht ein grosses Anrisspotential, weil dort das aus der Felswand ablaufende Wasser an einem Punkt konzentriert mit dem Schutt in Kontakt kommt. Am häufigsten werden Murganganrisse im Typ III beobachtet, das steile Felscouloirs oder Gerinneabschnitte umfasst, welche Schutt in Form von Moränenmaterial oder Ablagerungen früherer Murschübe enthalten (Zimmermann et al., 1997).

Ausgelöst wird ein Murgang durch ein auslösendes Ereignis in Form von Starkniederschlägen, langandauernden Regenperioden, intensiver Schneeschmelze oder einer Kombination dieser Faktoren. Auch der Ausbruch von Wassertaschen oder Gletscherseen kann zu einem Murgang führen (Evans und Clague, 1994; Zimmermann et al., 1997).

Grosse Mengen an unverfestigtem Lockermaterial findet man in Schutthalden und -kegeln, Moränen, Gletschervorfeldern, Blockgletscherstirnen sowie an der Untergrenze des Permafrostes. Die Verfügbarkeit von Schuttdepots von Moränen und Gletschervorfeldern haben durch den Gletscherrückzug seit der kleinen Eiszeit stark zugenommen und werden mit einem fortschreitenden Temperaturanstieg weiter zunehmen (Evans und Clague, 1994; Zimmermann, 1990; Zimmermann und Haeberli, 1992; Zimmermann et al., 1997). Generell bilden kleine Gletscher schuttreiche Vor-

felder oder sogar Moränenbastionen (Haeberli, 1986). Es sind aber auch genau diese Gletscher, welche bei einem Temperaturanstieg am stärksten abschmelzen (Maisch et al., 1999).

Einen grossen Einfluss auf die Stabilität des Lockermaterials hat der Permafrost. Im Schutt wirkt der Permafrost als guter Stabilisator und vermag rückschreitende Erosion zu stoppen (Zimmermann und Haeberli, 1992). Beim Abschmelzen des Permafrostes können steile Schutthalden ihre Stabilität verlieren, da der Zerfall des Permafrostkörpers die geotechnischen Eigenschaften verändert, bei eisübersättigten Schutthalden zu Setzungsbewegungen führt und das Eis die Steine nicht mehr zusammenhält (Zimmermann und Haeberli, 1992; Zimmermann et al., 1997). Aber auch der Permafrostkörper selber kann Murgangfördernd sein, indem er als Wasserstauer wirkt und so eine verstärkte Murgangaktivität in der Auftauschicht bewirken kann. Während eines Niederschlags fliesst das Wasser auf dem Permafrostspiegel ab und versickert erst am Rand des Permafrostkörpers, wo es lokal zu einer Wassersättigung kommen kann (Zimmermann, 1990; Zimmermann und Haeberli, 1992). Bildet sich auf diese Weise mitten in einem Hang eine Quelle, ist mit rückschreitender Erosion zu rechnen, wodurch ein verhältnismässig grosser Murgang entstehen kann (Zimmermann und Haeberli, 1992). In dieser speziellen Situation bedeutet das Verschwinden des Permafrostes eine Abnahme der Murgangdisposition, obwohl in den meisten Fällen mit einer Zunahme zu rechnen ist.

Wie die Ursachenanalysen der 1987er Hochwasser zeigen, starteten mehr als die Hälfte der Murgänge im Periglazial (Zimmermann und Haeberli, 1992).

Durch die Auswirkungen der Klimaveränderung wird sich speziell in den Periglazialgebieten die Murgangdisposition verändern. Die meisten Murganganrisse der Ereignisse von 1987 befinden sich an Stellen, die im Laufe des 20. Jahrhunderts als Folge der Gletscherschmelze eisfrei wurden oder für die eine Permafrostdegradation angenommen wird. Bei fortschreitender Schmelze ist mit einer Vergrösserung der potentiellen Murganganrissgebiete zu rechnen (Evans und Clague, 1994; Haeberli, 1992). Das bedeutet, dass in Zukunft Murgänge an Orten auftreten können, wo dies noch nie zuvor der Fall war und die bis anhin als sicher galten (Haeberli, 1992). Es gibt aber auch heutige Gefahrenstellen, die in Zukunft sicher werden. Somit ist mit einer Verschiebung der Gefahrenzonen zu rechnen. Auch die Auslösung der Murgänge selber erfährt eine Veränderung, wenn die Intensität und Häufigkeit von Starkniederschlägen zunimmt und die Schneefallgrenze ansteigt (Zimmermann et al., 1997). Insbesondere in Gletschervorfeldern können durch den Ausbruch von Wassertaschen, randglazialen Seen oder moränengestauten Gletscherseen Murgänge ausgelöst werden.

Ein Murgang-Simulationsprogramm namens „dfwalk“ wurde von Gamma (2000) zur Anwendung in der Gefahrenzonierung entwickelt. Es arbeitet mit dem Geländemodell sowie geländeabhängigen, empirisch bestimmten Werten für die Gleitreibung und die innere Reibung. Ein 1-dimensionales Reibungsmodell berechnet die Reichweite, ein Auflandungsalgorithmus berechnet die Ablagerung von Material in bestimmten Gerinneabschnitten und provoziert eine Verstopfung des Gerinnes, und die Monte Carlo Strategie erlaubt das Modellieren der Ausbreitung auf dem Kegel, indem die zufällige Berechnung des Fliesswegs mehrmals durchgerechnet wird (Gamma, 2000).

3.10.2 Steinschlag und Felssturz

In diesem Kapitel wird nur auf die permafrostrelevanten Aspekte von Steinschlag und Felssturz eingegangen, ohne die felsmechanischen oder geologischen Aspekte zu berücksichtigen.

Eisgefüllte Felsklüfte haben einen Einfluss auf die Stabilität einer Felswand. Bei negativen Temperaturen befindet sich neben dem Eis auch Luft und unterkühltes Wasser in den Klüften, sodass Gefrier- /Tauprozesse selbst bei Temperaturen bis ungefähr -8°C stattfinden. Der Phasenübergang von Wasser zu Eis ist von einer Volumenzunahme begleitet. Eine Abkühlung unter -2°C bringt Bedingungen für die Frostsprengung mit sich. Stärker als extrem tiefe Temperaturen ermüden viele Gefrier- /Tauzyklen sowie schnelle Abkühlungen den Fels. Bei Vorhandensein von genug Wasser in Spalten, Rissen oder Klüften kann bei Temperaturen zwischen -5°C und -15°C Spaltenwachstum und ab -9°C die Entstehung von neuen Gesteinsklüften durch die Bildung von Segregationseis beobachtet werden. Die Bildung von Segregationseis führt zu Tiefenverwitterung, was die Ursache für sehr grosse Felsstürze sein kann. Ereignet sich das Eiswachstum gegen die Porenluft resp. entlang der Kluft, findet keine Gebirgsdeformation statt. In Oberflächennähe kommt dem Schmelzwasser eine grosse Bedeutung beim Wachsen von Felsklüften zu, da es in die Klüfte hineinfliesen und dort gefrieren kann (Wegmann, 1998).

Aufgrund der Wärmediffusion im Untergrund bewirken wärmere Oberflächentemperaturen eine zunehmende Eindringtiefe, was zu tiefgründigen Veränderungen im Fels führen kann (Davies et al., 2001; Wegmann, 1998). Zusammenfassend kann gesagt werden, dass viele Gefrier- /Tauzyklen, das Vorhandensein von Grund- oder das Eindringen von Schmelzwasser, sowie eine Zunahme der Oberflächentemperaturen die Felsverwitterung und somit die Wahrscheinlichkeit für Steinschlag- und Felssturzereignisse vergrössern (Wegmann, 1998). Je tiefer im Gebirge die Bildung von Segregationseis und die damit verbundene Verwitterung stattfindet, desto grösser kann das Sturzereignis ausfallen. Die Möglichkeit der Segregation hängt von der Wasserdurchlässigkeit des Gesteins und somit von der lokalen Lithologie ab (Wegmann, 1998). Die Veränderungen im Eis sind vorbereitende Faktoren für ein Sturzereignis, der auslösende Faktor ist normalerweise das Wasser (Haeberli et al., 1997).

Zerklüfteter, gefrorener Fels ist stabiler als zerklüfteter, aber ungefrorener Fels. Erwärmt sich aber eishaltiger Fels, ist die Stabilität während der Erwärmung, bei noch negativen Temperaturen, geringer als nach der Schmelze des Eises. Wie Zentrifugentests zeigen, ist die Stabilität während der Erwärmung zwischen -1.4° und -0.5°C am geringsten und nimmt anschliessend wieder zu. Dies kann damit erklärt werden, dass zwischen dem Eis und dem Fels ein Schmelzwasserfilm entstehen kann, die Adhäsion zwischen Fels und Eis verloren geht und durch nicht abfliessendes Schmelzwasser ein Druck aufgebaut wird (Davies et al., 2001).

Bei Temperaturveränderungen muss insbesondere bei Felswänden im Permafrost sowie an dessen Untergrenze mit einer erhöhten Steinschlagaktivität gerechnet werden, da die Stabilität von Felswänden mit eisgefüllten Klüften sehr stark temperaturabhängig ist. Eine Erwärmung verschärft die Gefahr für grössere und tiefgründigere Ereignisse (Gruber et al., 2004a). Änderungen der Permafrostbedingungen im Fels

ziehen Veränderungen der hydrologischen Verhältnisse nach sich, was auch unterhalb der Permafrostgrenze Steinschlag auslösen kann. Indem Sturzereignisse die Oberflächengeometrie einer Felswand verändern, können sie Bedingungen für weitere Ereignisse schaffen (Nötzli et al., 2003). Die Gletscherschmelze beeinflusst die Stabilität der freigewordenen Felswände negativ. Durch den Eisrückgang verlieren sie ihre Abstützung, erfahren Veränderungen im Spannungsfeld und werden atmosphärischen Einflüssen und damit stärkeren Temperaturschwankungen ausgesetzt (Haeberli et al., 1997; Wegmann, 1998).

Im Hitzesommer 2003 fanden deutlich mehr Steinschlagaktivitäten statt als in anderen Sommern, speziell aus nordexponierten Felswänden und hohen Lagen (Gruber et al., 2004b). In nordexponierten Felswänden wird die Auftautiefe in erster Linie durch die Lufttemperatur und weniger durch die kurzweilige Strahlung kontrolliert, weshalb sie eine viel stärkere Reaktion auf den heissen Sommer zeigten. Die Ereignisse von 2003 können als Indikator für die schnelle Reaktion der permafrosthaltigen Felswände auf die hohen Temperaturen angesehen werden (Gruber et al., 2004a). Auffallend ist, dass die meisten Sturzereignisse 2003 zwischen Juni und August beobachtet wurden, obwohl zu diesem Zeitpunkt die Tautiefe noch nicht ihr Maximum erreicht hatte. Während dieser Zeit war aber der oberflächennahe Wärmefluss in Richtung Tiefe am grössten. Gemäss Modellrechnungen reichten die Taubedingungen um 10-50 cm tiefer in den Fels hinein als es in den letzten 21 Jahren je der Fall war (Gruber et al., 2004a). Bei einer Erwärmung findet als erste Reaktion innerhalb von Monaten oder wenigen Jahren ein Dickerwerden der Auftauschicht statt. Als Folge davon kommen neue Felsvolumen in den für die Stabilität kritischen Temperaturbereich, so geschehen im Sommer 2003. Als längerfristige Reaktion findet eine Störung des Temperaturprofils und nach einer Reaktionszeit von Jahrzehnten bis Jahrhunderten ein Anstieg der Permafrostbasis statt, was zu tiefgründigen Instabilitäten führt. Bei dem prognostizierten Temperaturanstieg ist damit zu rechnen, dass Lokalitäten, Magnitude und Frequenz von Sturzereignissen aus Felswänden die historische Variabilität übersteigen. Hochgelegene Infrastruktur wie beispielsweise SAC-Hütten, Seilbahnstationen oder Masten könnten von dieser zunehmenden Steinschlaggefahr betroffen sein (Gruber et al., 2004a).

Dies führt zu zunehmenden Problemen bei hochgelegener Infrastruktur und im Umgang mit einer zunehmenden Steinschlaggefahr.

Ereignet sich ein Steinschlag oder Felssturz über einem Gletscher oder einer schneebedeckten Fläche, kann das Ereignis wegen dem geringen Widerstand der Oberfläche sowie Verflüssigung der Sturzmasse durch die Schmelze von Eis oder Schnee eine viel grössere Auslaufstrecke erreichen als über aperem Gebiet (Evans und Clague, 1988). Das kleinste bisher in den Alpen beobachtete Pauschalgefälle betrug 14° und wurde von einem Felssturz erreicht, der sich 1717 am Aiguille de Triolet im Aostatal (I) ereignete. Die meisten der grösseren Felssturzereignisse in den Alpen erreichten ein Pauschalgefälle um 20° (z.B. Fletschhorn (CH) 1901: 20.3°, Brenva (I) 1920: 28.8° und 1997: 21.6°, Felik (I) 1936: 22.6°, Jungfrau (CH) 1937: 19.9°, Becca de Leseney (I) 1952: 23.5°) (Nötzli et al., submitted).

3.10.3 Eislawinen

Wenn Eis von einem steilen Gletscher abstürzt, spricht man von einer Eislawine. Hängegletscher produzieren immer wieder Eislawinen, für sie ist es die normale Form der Ablation (Alean, 1984).

Alean (1984) unterteilt die Anrissstelle von Eislawinen in zwei Typen. Zum Typ I zählen die so genannten Rampensituationen. Dabei handelt es sich um eine gleichmässig geneigte Stelle des Gletscherbetts von mindestens 100 m Länge, auf der das Eis abrutschen kann. Beim Typ II liegt eine Kantensituation vor. Hier liegt die Eisfront auf einer markanten Geländekante.

Generell kann festgestellt werden, dass mit zunehmender Meereshöhe die Anrissgebiete steiler werden (Alean, 1985). Für die Auslösung dieser Eislawinen spielt Schmelz- oder Regenwasser eine entscheidende Rolle, das durch Spalten zum Gletscherbett gelangen kann. Die Auslösung dieser Ereignisse ist von der Jahreszeit abhängig und die meisten Lawinnenniedergänge treten zwischen Juli und Oktober auf. Das Volumen der Eislawinen vom Typ I kann mehrere Millionen m³ betragen. Die grössten bekannten Eislawinen sind auf einer solchen Rampe angerissen, so auch die grösste in der Schweiz dokumentierte Lawine von Altels, welche im Jahr 1782 mit 4.5 Mio m³ Eis zu Tale donnerte (Heim, 1896).

Die Eislawinen der Kantensituation (Typ II) umfassen deutlich kleinere Volumen und überschreiten in der Regel 400'000 m³ nicht. Meistens stürzt nicht die ganze Eisfront auf einmal ab, sondern es ereignen sich mehrere Teilstürze (Raymond et al., 2003). Ein typisches Merkmal dieser Eislawinen ist, dass sie sich immer an derselben Stelle wiederholen, bis sich der Gletscher stark verändert (Röthlisberger, 1981). Im Gegensatz zum Typ I treten diese Eislawinen zu jeder Jahreszeit auf. Ein Ereignis kündigt sich oft durch zahlreiche kleine Eisabbrüche oder durch Spaltenbildungen an (Käab et al., 2000; Margreth und Funk, 1999).

Die grösste in den Alpen beobachtete Reichweite einer Eislawine betrug 6.1 km und ereignete sich am Rossbodengletscher (VS), jedoch überschreiten die meisten Eislawinen 1.5 km nicht. Für das Pauschalgefälle ist der kleinste beobachtete Wert 17°, wobei es sehr grosse Unterschiede gibt. Ein kleines Pauschalgefälle wird nur erreicht, wenn das Eis auf einer Firnfläche abgleiten kann. Gerade die Eislawinen vom Kantentyp, die zuerst über eine Steilstufe stürzen, verlieren beim Aufprall sehr viel Energie und haben demzufolge ein verhältnismässig grosses Pauschalgefälle. Es konnte kein nennenswerter Zusammenhang zwischen dem Volumen einer Eislawine und der Reichweite gefunden werden. Die Rekonstruktion des Volumens ist schwierig, weil sich die meisten Eislawinen aus mehreren Teilstürzen zusammensetzen, die in der Ablagerung kaum mehr auseinander gehalten werden können (Alean, 1984).

Wegen ihrer relativ geringen Reichweite stellen Eislawinen selten eine Gefährdung für die Infrastruktur dar. Es kann aber zu Prozesskombinationen kommen, wodurch das Ereignis eine viel grössere Reichweite bekommt (vergleiche Kapitel 6.3.2 und 6.4.3). Erreicht eine Eislawine einen moränengestauten See, kann sich eine Schwallwelle bilden, welche überschwappt, im Moränendamm grosse Mengen von Schutt erodiert und so einen Murgang auslöst, der sich weiter ins Tal hinunter bewegt (Richardson und Reynolds, 2000). Eislawinen, die sich im Winter ereignen, vermögen unterwegs Schnee zu mobilisieren und erreichen als kombinierte Schnee- Eislawine

grössere Distanzen (Margreth und Funk, 1999). Die Eistrümmer einer Eislawine können einen Bach stauen, sodass sich dahinter ein kleiner See bilden kann, der ausbricht, sobald der Wasserdruck genug gross ist. Auf diese Weise kann es zu einem Hochwasser oder sogar zur Bildung eines Murgangs kommen (Raymond et al., 2003).

Höhere Temperaturen können die Eislawinendisposition massiv verändern. Da die meisten Eislawinen eine Wiederholungstendenz aufweisen, sind die heutigen Gefahrengebiete gut bekannt. Unter wärmeren Temperaturen werden sich jedoch neue Gefahrengebiete entwickeln (Haeberli et al., 1999b). Das Vorhandensein von Schmelz- oder Regenwasser verstärkt die Gleitbewegung am Gletscherbett, was die Stabilität insbesondere bei steilen Hängegletschern massiv beeinträchtigt (Evans und Clague, 1994; Haeberli und Beniston, 1998; Haeberli et al., 1997). Im Extremfall kann, wie es beim Coolidge-Gletscher am Monte Viso (I) am 6. 7. 1989 passierte, praktisch der ganze Gletscher abstürzen. Auch die Bruchfestigkeit des Eises selber nimmt mit zunehmender Temperatur ab. Steigende Eistemperaturen werden durch folgenden Rückkopplungsprozess immer mehr verstärkt: Im wärmeren Eis nimmt die Viskosität ab und Schmelz- und Regenwasser nehmen zu, dadurch erfährt das Eis eine schnellere Bewegung und demzufolge höhere Dehnungsraten. Wo das Eis angefroren ist, findet wegen der grösseren Scherspannung dissipative Wärmeproduktion statt, was ursprünglich kaltes in temperiertes Eis umwandeln kann. Für die Stabilität von Gletscherstellen des Kantentyps ist aber oftmals gerade die kalte, am Bett angefrorene Frontpartie ein Schlüsselfaktor (Haeberli et al., 1999b).

Insbesondere bei Geländekanten können sich wegen des Gletscherrückzugs neue Eislawinen bilden. Über einer komplett vom Gletscher bedeckten Steilstufe ist das Eis von unten abgestützt und kann nicht abstürzen. Sobald sich die Gletscherzunge über eine Steilstufe zurückzieht oder eine Steilstufe ausapert, können Eislawinen auftreten, die zuvor noch nie beobachtet wurden (Evans und Clague, 1994).

3.11 Glaziale Erosion und Sedimentation

Der von Haeberli (1986) entwickelte Erosions-Sedimentationsindex (I_{es}) erlaubt die Abschätzung, ob ein Gletscher auf einem Sedimentbett oder einem Felsbett liegt. Dies ist abhängig vom Verhältnis zwischen Sediment-Eintrag, hauptsächlich durch Stein-schlag, und Sediment-Evakuation durch den Schmelzwasserabfluss. Der Index I_{es} berechnet dieses Verhältnis:

$$I_{es} = \frac{Input}{Output} = \frac{ah}{(P - b)FJ^k l}, \text{ wobei:}$$

- a: Parameter zur Unterscheidung, ob der Schutt mehrheitlich in der Berg-schrundzone ($a = 0.5$) oder im Ablationsgebiet ($a = 1$) auf den Gletscher fällt.
- h: Mittlere Höhe der schuttliefernden Felswände in 100 m
- P: Mittlerer jährlicher Niederschlag in m/Jahr
- b: Parameter zur Massenbilanz des Gletschers, bei ausgeglichener Massen-bilanz: $b = 0$
- F: Gletscherfläche in km^2

- J: Tangens der Neigung des Gletscherbaches, gemittelt über das Gletschervorfeld und dieselbe Strecke von der Gletscherzunge an aufwärts
- k: Hydrologische Konstante aus der Geschiebedynamik steiler Gerinne, ca. 1.6
- l: Gletscherlänge in km

Der Sediment-Eintrag erfolgt durch Steinschlag aus den umliegenden Felswänden ins Akkumulationsgebiet. Kommen die Steine mehrheitlich im Ablationsgebiet zu liegen, werden sie auf der Gletscheroberfläche transportiert und kommen mit dem Gletscherbett nicht in Kontakt. Die Transportkapazität des Schmelzwasserabflusses und somit die Schuttevakuierung ist von der jährlichen Niederschlagsmenge und des Gefälles des Gletscherbaches abhängig. Die Gletscherfläche beeinflusst die relative Schuttmenge im Gletscher (Haeberli, 1986).

Ein typischer Sedimentbettgletscher ist klein, flach und von hohen, schuttliefernden Felswänden umgeben. In der Schweiz dominieren Gletscher mit einem Sedimentbett oder einem gemischten Bett, ein reines Felsbett ist eher die Ausnahme (Haeberli, 1986).

Dem Wissen über die Charakteristik des Gletscherbetts kommt eine grosse Bedeutung zu, da das Gletscherbett von heute das Gletschervorfeld von morgen ist. Besteht das zukünftige Gletschervorfeld aus Lockermaterial, ist es auf eine potentielle Murgangdisposition oder die Ausbruchmöglichkeit eines potentiellen Gletschersees zu prüfen. Das heutige Gletschervorfeld kann nicht zur Abschätzung des Gletscherbettes herangezogen werden, da sich bei veränderten topographischen Bedingungen die Verhältnisse ändern können (Zemp et al., 2005).

Folgende Punkte werden bei der Berechnung des Indexes vernachlässigt, obwohl sie ebenfalls eine Rolle spielen (Zemp, 2002):

- Der Gletscher kann auch vom Bett Sediment aufnehmen und ist nicht nur auf Steinschlag aus den umliegenden Felswänden angewiesen.
- Ein Teil des Schmelzwasserabflusses findet im Sedimentbett statt und trägt nichts zur Schuttevakuierung bei.
- Die Schuttproduktion der Felswände ist von der geologischen Situation und den Permafrostbedingungen im Fels abhängig.
- Die Fläche der schuttliefernden Felswände ist aussagekräftiger als deren Höhe, da ein Gletscher zwar sehr hohe Felswände haben kann, diese aber nur einen kleinen Teil seiner Fläche betreffen.
- Ein markanter Geländeknick kann zur Änderung der Sedimentbilanz führen.

3.12 Landschaftsattraktivität

Zur Bestimmung der Attraktivität oder Schönheit einer Landschaft existiert kein objektives Verfahren. Ob eine Landschaft als attraktiv oder schön wahrgenommen wird, hängt stark vom Betrachter, seiner kulturellen Herkunft, seinen Interessen, sowie den Aktivitäten, die er in der Landschaft ausführen will, ab. Trotzdem existieren in der Landschaftsplanung Kriterien, die eine einheitliche und nachvollziehbare Bewertung der Landschaft ermöglichen sollen. Dabei werden Vielfalt, Eigenart, Natürlichkeit

sowie Eignung für bestimmte Aktivitäten beurteilt (Bastian und Schreiber, 1999; Riedel und Lange, 2001). Die Schönheit einer Landschaft wird bestimmt durch die Vielfalt, Eigenart und Natürlichkeit (Riedel und Lange, 2001). Weil das Oberengadin eine Tourismusregion ist und deshalb die Eignung eine wichtige Rolle spielt, wird die Landschaftsattraktivität nicht nur durch die Schönheit allein, sondern auch durch die Eignung geprägt. Einen weiteren Einfluss übt die Sichtbarkeit aus, welche im Hochgebirge eine grosse Rolle spielt. Ist ein besonders unberührtes oder einzigartiges Landschaftselement fast nicht sichtbar, trägt es wenig zur Schönheit der Landschaft bei, umgekehrt sind Aussichtspunkte sehr beliebte Ausflugsziele.

Die Vielfalt einer Landschaft wird beeinflusst vom Relief, der Vegetation, Gewässern sowie Nutzungen und Gebäuden. Eine reichhaltige Abwechslung von unterschiedlichen Landschaftselementen wird als schön wahrgenommen (Bastian und Schreiber, 1999; Riedel und Lange, 2001). Die Vielfalt einer Landschaft ist von der Jahreszeit abhängig (Riedel und Lange, 2001). Im Hochgebirge tragen Landschaftselemente wie Gletscher, stehende und fliessende Gewässer, Wälder, Moore, Auengebiete, Magerwiesen und geomorphologische Formen wie Moränenwälle, Erosions- und Murgangrinnen, Schwemm- und Murgangkegel, Schwemmebenen und Sander, Felswände und Rundhöcker sowie unbewachsene Lockermaterialflächen zur Landschaftsvielfalt bei.

Die Eigenart einer Landschaft ist im Sinne von Unverwechselbarkeit oder Einzigartigkeit zu verstehen (Riedel und Lange, 2001). Sie beinhaltet charakteristische, typische und visuell prägende Landschaftsbereiche sowie ihre Anordnung und Ausprägung (Bastian und Schreiber, 1999; Riedel und Lange, 2001). Einige Beispiele für einzigartige Landschaftselemente des Oberengadins sind die Seen und Gletscher, das Gletschervorfeld Morteratsch, die alpine Schwemmebene im Val Roseg, die Moorlandschaft Stazerwald, die Auengebiete bei Las Agnas sowie der Nationalpark.

Die meisten Menschen, welche in der Landschaft Erholung suchen, bewerten eine unberührte und natürliche Landschaft als schön. Nicht naturraumtypische Strukturen werden als Belastung der Landschaft wahrgenommen (Riedel und Lange, 2001). Dazu gehören Infrastrukturobjekte wie Gebäude, Strassen, Bergbahnen oder Hochspannungsleitungen.

Die Eignung einer Landschaft umfasst die Möglichkeit, verschiedene Aktivitäten, welche der Erholung dienen, in der Landschaft auszuüben. Da die Ausübung der meisten Aktivitäten an eine Infrastruktur gebunden ist, widerspricht sich dieses Kriterium grösstenteils mit der Unberührtheit. Die Eignung einer Landschaft ist abhängig vom Angebot an Spazier- und Wanderwegen, Bikemöglichkeiten, Bergbahnen, Skipisten, Langlaufloipen, Segel- und Surfmöglichkeiten, Kletterrouten, Feuerstellen, Spielplätzen sowie Restaurants und Übernachtungsmöglichkeiten, wobei diese Aufzählung keinesfalls vollständig ist (Bastian und Schreiber, 1999).

3.13 Interdisziplinäre Syntheseprojekte

In diesem Kapitel werden Syntheseprojekte vorgestellt, welche wie das GISALP interdisziplinär ausgerichtet sind und Daten aus verschiedenen Quellen integrieren. Das Ziel dieser Projekte ist es, Methoden und Verfahren zu entwickeln, um Daten aus verschiedenen Quellen und Themenbereichen zu integrieren, in einer zentralen Datenbank zu verwalten, zu dokumentieren, zu speichern, zu analysieren, zu visualisie-

ren und den Zugriff auf die Daten zu gewährleisten. Dabei wird ein geographisches Informationssystem (GIS) oder eine zentrale Datenbank zur Verwaltung und Analyse der Daten verwendet. Diese Syntheseprojekte versuchen, Grundlagen zur Lösung von interdisziplinären Fragestellungen bezüglich sozioökonomischen, ökologischen oder nachhaltigen Problemen zu liefern, die Auswirkungen von politischen Entscheidungen oder klimatischen Veränderungen auf ein komplexes System wie eine Landschaft oder Region zu simulieren oder die Entwicklung einer Landschaft, die Landschaftsdynamik sowie die darin ablaufenden Prozesse zu modellieren. Das Produkt dieser Projekte bildet eine entsprechend angepasste Datenbank oder ein geographisches Informationssystem, welches die Bedürfnisse der unterschiedlichen Fachgebiete sowie der Forschung und der Privatwirtschaft befriedigt.

GLOWA

Der Name GLOWA steht für **G**lobaler Wandel des **W**asserhaushaltes und wurde vom Deutschen Bundesministerium für Bildung und Forschung initiiert. Der Schwerpunkt dieses Projektes liegt beim langfristigen und nachhaltigen Umgang mit der Ressource Wasser und der Entwicklung von grossen Flusseinzugsgebieten. Das Teilprojekt, das sich mit der Donau beschäftigt, ist der erste Versuch, ein grosses alpines Flusseinzugsgebiet zu modellieren. Dabei soll eine wechselseitige, interdisziplinäre Kommunikationsplattform namens DANUBIA entwickelt werden (Rieland, 2004).

RAUMALP

Beim RAUMALP handelt es sich um ein Forschungsprojekt der Österreichischen Akademie der Wissenschaften. Das Projekt wird koordiniert vom Institut für Stadt- und Regionalforschung und zielt darauf ab, Problemzonen und -felder der räumlichen Entwicklung im Alpenraum zu identifizieren, um Grundlagen für die regionalspezifische Umsetzung der Alpenkonvention zu erarbeiten. Dazu wurde GALPIS, ein geographisches **Alpen**informationssystem, entwickelt. RAUMALP ist eine Pilotstudie und eine Ausweitung auf den gesamten Alpenbogen als Interreg IIIB-Projekt MONDIALP ist geplant (Bender und Pindur, 2003).

ALPSCAPE

Das Projekt ALPSCAPE läuft im Rahmen des Nationalen Forschungsprogramms NFP48 (Landschaften und Lebensräume der Alpen) und wird vom SLF (Schweizerisches Institut für Lawinenforschung) in Davos in Zusammenarbeit mit dem Institut für Raum- und Landschaftsentwicklung der ETH Zürich, dem Institut für öffentliche Dienstleistungen und Tourismus der HSG St. Gallen, dem Kanton Graubünden und der Landschaft Davos ausgeführt. Für den Zeitraum von 2000-2050 werden Zukunftsszenarien bezüglich der Auswirkungen von politischen Entscheidungen oder klimatischen Veränderungen auf die Landschaft Davos entwickelt und unter Verwendung von verschiedenen Modellen angewendet (Bebi et al., 2004; Grêt-Regamey, 2005; Walz, 2005).

ABIS, AFIS

ABIS steht für **Alpen**beobachtungs- und **I**nformationssystem, AFIS steht für **Alpen**-Forschungs-**I**nformationssystem. Die Errichtung und Organisation dieser Informa-

tionssysteme ist ein Beschluss der Alpenkonvention in Chambéry vom Dezember 1994. Das ABIS bildet ein Netz aus Kommunikationszentren, welches Kataloge mit Indikatoren bezüglich Umweltveränderungen, Forschungsergebnissen und -themen sowie alpinen Datenquellen beinhaltet (www.soia.int).

CORINE

Bei diesem im Jahr 1985 gegründeten EU-Programm geht es um die koordinierte Erfassung von Informationen über die Umwelt (**C**oordination of **I**nformation on the **E**nvironment). Dabei werden digitale Bilder des amerikanischen Erdbeobachtungssatelliten Landsat 5 erfasst und ausgewertet. Ein Vergleich der Bilder aus den 80er Jahren und dem Jahr 2000 erlaubt Aussagen über Veränderungen in der Landschaft und der Landnutzung (Kiefl et al., 2003).

LANDSCHAFTSINFORMATIONSSYSTEM IM LANDESFORSTINVENTAR LFI3

Das Projekt Landschaftsinformationssystem wird an der WSL (Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, Birmensdorf) ausgeführt und ist ein Teilprojekt des nationalen Wald-Informationssystems im Rahmen des Landesforstinventars. Das Hauptziel dieses Projektes bildet die informatikorientierte Umsetzung eines integrierten Umwelt- und Landschaftsinformationssystems. Dabei sollen Methoden zur Interoperabilität sowie zur Integration des Zeitaspektes entwickelt werden. Diese Komponenten werden bei der Durchführung des dritten Landesforstinventars (LFI3) sowie der Landschaftsinventur (LI) benötigt (www.wsl.ch/land/inventory/giv/landschafts_is-de.ehtml).

IPODLAS

Der Name IPODLAS steht für **i**nteractive, **p**rocess oriented, **d**ynamic landscape **a**nalysis and **s**imulation und steht für ein Projekt, das am Geographischen Institut der Universität Zürich ausgeführt wird und zum Nationalen Forschungsprogramm NFP48 (Landschaften und Lebensräume der Alpen) gehört. IPODLAS hat zum Ziel, die Entwicklung der Landschaft unter Berücksichtigung verschiedener Geschwindigkeiten und Skalen zu modellieren. Getestet wird IPODLAS an Fallstudien, die ein spezielles Problem des Alpenraumes untersuchen (www.research-projects.unizh.ch/math/unit70600/area20/p2552.htm).

4 Methodik

4.1 Geographische Informationssysteme (GIS)

Das GIS stellt das ideale Werkzeug für die Umsetzung des GISALP dar, da es die verschiedenen Daten und Modelle, wovon die meisten ebenfalls in einem GIS hergestellt wurden, in einem System integrieren kann und die Implementierung der Synthese ermöglicht.

Ein Geographisches Informationssystem besteht aus raumbezogenen und beschreibenden Daten, Analyse- und Modellierungsmethoden, Software und Hardware sowie geschulten Personen, welche damit Informationen digital erfassen, speichern, organisieren, modellieren, analysieren und als Karten oder Tabellen präsentieren (Jones, 1997; Zeiler, 1999).

Laut Zeiler (1999) beinhalten Aufgabenbereich und Funktionen eines GIS Datenerfassung, -management, -analyse und schliesslich die Datenausgabe. Bei der Datenverwaltung kommen Datenbanken zum Einsatz. Der Entwurf einer Datenbank, die sogenannte Datenmodellierung, wird im folgenden Kapitel ausführlich diskutiert. Die Datenanalyse umfasst ein breites Spektrum von räumlichen Abfragen und Funktionen wie Auswahl-, Überlagerungs-, Netzwerk- oder Pufferfunktionen. Zur effizienten Anwendung von aufeinanderfolgenden Analysefunktionen (beispielsweise bei der Berechnung der Permafrostverbreitung) können Programme geschrieben werden. Die Datenausgabe umfasst das Erstellen von Karten sowie das Visualisieren von räumlichen Zusammenhängen oder Analyseergebnissen.

Zur Darstellung von natürlichen Objekten gibt es in Geographischen Informationssystemen (GIS) folgende Möglichkeiten: Vektoren, Raster, Oberflächen oder Adressen (siehe Abbildung 11).

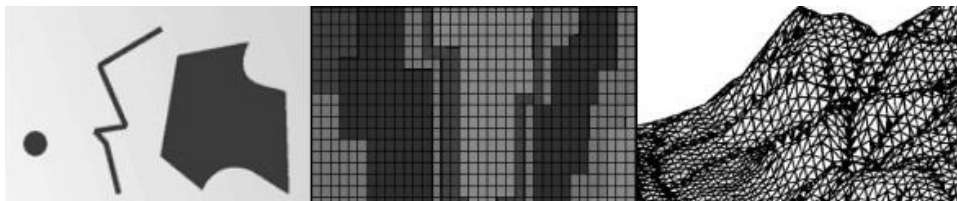


Abbildung 11: Links das Vektorformat mit den drei Geometrien Punkt, Linie und Polygon (www.metria.com/gsd/images/geometri.gif), in der Mitte: das Rasterformat mit vier verschiedenen Werten (www.colorado.edu/geography/gcraft/notes/datacon/gif/raster.gif) und rechts ein TIN (triangulated irregular network) zur Darstellung einer Oberfläche (<http://srmwww.gov.bc.ca/tib/standard/volume5/chap5/chap5-8.jpg>).

Das Vektorformat wird für die scharfe Abgrenzung von räumlichen, diskreten Objekten verwendet. Dabei stehen Punkte, Linien oder Polygone zur Verfügung, je nach Art der abzubildenden Objekte. Ein See beispielsweise wird durch ein Polygon und ein Bach durch eine Linie repräsentiert.

Raster werden bevorzugt bei Daten, welche sich flächendeckend über den Raum ausbreiten, kontinuierlich ändern und somit nicht mit einer scharfen Linie voneinander

abgrenzbar sind. Ein Raster oder Grid besteht aus Zellen, denen Werte zugeordnet werden können. Als Beispiele seien Höhenmodelle erwähnt. Auch Satelliten- oder Luftbilder werden als Raster bearbeitet.

Zur Darstellung von Oberflächen (surfaces) eignen sich TINs (Triangulated Irregular Networks). Durch ein Netz unterschiedlich grosser Dreiecke kann die unterschiedliche Ausprägung einer Oberfläche beschrieben werden, indem bei Unebenheiten die Abstände und Proportionen der Dreiecke so angepasst werden, dass sie die Formen optimal repräsentieren. Somit erreicht man eine maximale Genauigkeit bei einer minimalen Datenmenge.

Bei Adressen (locations) wird ein bestimmter Punkt über die Adresse lokalisiert (Zeiler, 1999).

4.2 Objektorientierte Datenmodellierung

4.2.1 Definition und Vorgehen

Der Entwurf eines vereinfachten Abbildes der Realität mit EDV-Einsatz wird Datenmodellierung genannt (Zeiler, 1999). Eine gute Datenmodellierung ist eine wichtige Voraussetzung für die Arbeit mit Daten und Modellen aus unterschiedlichen Quellen und in unterschiedlichen Datenformaten. Die Datenmodellierung kann als das Fundament des GISALP und als absolute Voraussetzung für die Umsetzung der Synthese bezeichnet werden.

Die Erdoberfläche ist ein räumlich-zeitliches Kontinuum, in dem verschiedene Objekte vorkommen und miteinander in Beziehung stehen (Molenaar, 1998). Da es nicht möglich ist, die gesamte Komplexität der Natur mit allen darin vorkommenden Objekten und der Gesamtheit ihrer Beziehungen abzubilden, findet während der Datenmodellierung eine Auswahl derjenigen Objekte statt, welche für die vorliegende Fragestellung gebraucht werden. Somit legt die Datenmodellierung den Grundstein und bildet den ersten Arbeitsschritt jedes GIS-Projektes (Zeiler, 1999).

Die folgenden Abschnitte geben eine Übersicht, welche konkreten Schritte die Datenmodellierung beinhaltet.

PROBLEMSTELLUNG UND ZIELSETZUNG

Die Problemstellung, welche das Projekt ausgelöst hat, muss klar definiert und formuliert sein. Dasselbe gilt für die Zielsetzung, die durch das Projekt erreicht werden soll (Zeiler, 1999).

AUSWAHL DER DATEN

Die für die Bearbeitung der vorliegenden Problemstellung benötigten Daten müssen ausgewählt und definiert werden. Stellt man sich die Natur als ein räumlich-zeitliches Kontinuum vor, so kann das Datenmodell als eine diskrete Annäherung daran betrachtet werden (Frank, 2003). Aus diesem Kontinuum müssen die für die Fragestellung relevanten, diskreten Objekte ausgewählt werden (Molenaar, 1998). Diese Objekte repräsentieren einen kleinen Ausschnitt aus der Realität. Sie stellen ein stark vereinfachtes Abbild der Natur dar, das auf die vorliegende Fragestellung abgestimmt ist. Die Objekte haben eine geographische Position, eine geometrische Form und eine

räumliche sowie zeitliche Ausdehnung, sind durch Eigenschaften charakterisiert, durch Beziehungen untereinander verbunden und agieren oder reagieren mittels verschiedener Operationen (Tryfona et al., 2003).

RÄUMLICHE AUSWAHL

Die räumliche Ausdehnung (x- und y- Koordinaten sowie die Höhe z), in welchem sich das Projekt abspielt, wird festgelegt. Es müssen sämtliche räumliche Parameter wie Koordinatensystem, Projektion, Masseinheit sowie Massstabsbereich bestimmt werden (Harmon und Anderson, 2003). Ganz besonders im Hinblick auf die Integration verschiedener Daten aus verschiedenen Quellen kommt diesem Punkt grosse Bedeutung zu (Breunig, 2001).

GEOMETRISCHE REPRÄSENTATION

Die abgebildeten Objekte müssen einer geometrischen Repräsentation zugeordnet werden. Die Entscheidung hängt von der Ausprägung der Objekte sowie der Fragestellung des Projektes ab. Objekte, die sich im Raum kontinuierlich ändern und keine festen Grenzlinien aufweisen (z.B. Höhenmodell), werden als Rasterdaten integriert, während scharf abgrenzbare Objekte (z.B. Seen) durch Vektoren dargestellt werden. Bei Vektordaten wird weiter unterschieden zwischen Punkten (0-dimensional), Linien (1-dimensional) oder Flächen (2-dimensional). Oberflächen aus Höhenlinien oder TINs (Triangulated Irregular Network), die eine Höheninformation beinhalten, werden 2,5-dimensional genannt. Im Gegensatz zu 3D-Daten, welche das Relief darstellen, wird bei 2.5-dimensionalen Daten die dritte Dimension frei interpretiert und kann verschiedene Informationen wie beispielsweise Höhe oder Niederschlagsmenge enthalten (Harmon und Anderson, 2003).

DEFINITION NICHTGEOMETRISCHER DATEN UND INFORMATIONEN

Es handelt sich dabei um die zu den Objekten gehörenden Attributdaten oder weitere inhaltliche Informationen wie beispielsweise Messwerte oder Beobachtungen. Aus der Fragestellung und den Zielen des Projektes ergibt sich, welche Attributdaten notwendig sind. Der Aufbau der Attributtabelle, die Namen der Felder sowie ihre Datenformate müssen einen effizienten Zugriff auf die Daten ermöglichen. Auch ein automatischer Zugriff durch Programme sowie das Durchführen von Abfragen und Analysen muss gewährleistet sein (Harmon und Anderson, 2003; Zeiler, 1999). Je nach Fragestellung und Art der Objekte wird zwischen thematischen, zeitlichen und räumlichen Attributen unterschieden (Tryfona et al., 2003).

DEFINITION DER BEZIEHUNGEN ZWISCHEN DEN OBJEKTEN

Die räumlichen oder topologischen Beziehungen bestimmen, ob beispielsweise ein Objekt A innerhalb oder ausserhalb eines Objektes B liegen muss, ob eine Überlappung zugelassen oder wie der Schnittpunkt zweier Linien definiert ist (z.B. Kreuzung, Zusammenfluss) (Tryfona et al., 2003; Zeiler, 1999). In die thematischen Beziehungen sind oft Attributwerte integriert. Da die thematischen Beziehungen ein wichtiger Bestandteil der objektorientierten Datenmodellierung sind, wird darauf im nächsten Kapitel detaillierter eingegangen.

ORGANISATION DER METADATEN

Die Metadaten beinhalten Informationen über die eigentlichen Daten wie beispielsweise Zeitpunkt und Art der Erhebung, Datenqualität, Rauminformation, Aktualisierung, Datenformat, Generalisierung, Massstabsbereich, Autor und Datenrechte, Kontaktadresse, Bezugsort und Zitiervorschriften sowie technische und inhaltliche Beschreibungen der Daten und der Attributwerte (Harmon und Anderson, 2003). Ohne eine solche Dokumentation sind die Daten in der Regel wertlos und ein Datenaustausch zwischen verschiedenen Systemen oder Projekten ist unmöglich.

4.2.2 Objektorientierte Datenmodellierung

Es existiert keine allgemeingültige Definition für den Begriff „objektorientiert“ (Kappel und Schrefl, 1996). Die herkömmlichen ebenenstrukturierten Datenmodelle haben eine technologisch bedingte Tradition. Wie Folien oder verschiedene Kartenblätter wurden die Daten in verschiedenen Ebenen erfasst und übereinandergelegt. Die Objektorientierung kommt von der Programmierung. Wenn ein Programm direkt an ein Objekt angehängt werden kann, genügen viel kürzere und einfachere Programme (Harmon und Anderson, 2003). Ein strukturiertes System besteht aus verschiedenen Prozeduren, welche in eine bestimmte Hierarchie eingeordnet sind. In der strukturierten Sicht wird mit Entitäten-Beziehungs-Diagrammen, mit Datenflussdiagrammen oder Zustandsdiagrammen modelliert. Dagegen besteht ein objektorientiertes System aus einer Menge von interagierenden Objekten, die Prozeduren gehen direkt von den Objekten aus. So können implementierte Objekte, Analyse- oder Entwurfsergebnisse auch projektunabhängig abgespeichert und in anderen Projekten wiederverwendet werden (Kappel und Schrefl, 1996).

Ein objektorientiertes System besteht aus einer Menge miteinander kommunizierender und interagierender Objekte. Ein Objekt ist die kleinste Einheit im System. Objekte haben spezifische Eigenschaften und ein spezifisches Verhalten, dargestellt durch Operationen. Die Eigenschaften werden definiert aus der Menge aller Instanzvariablen, wobei eine Instanzvariable den konkreten Zustand eines Objektes beschreibt. Jedes Objekt wird über einen eindeutigen Identifikator bestimmt, welcher unabhängig vom Zustand des Objektes ist. Gleiche Objekte können zu Objekttypen zusammengefasst werden. Ein Objekttyp beschreibt die Eigenschaften und das Verhalten eines Objektes, und jedes Objekt wird als eine Instanz eines Objekttyps bezeichnet (Kappel und Schrefl, 1996).

In der Strukturmodellierung werden die einzelnen Objekte mit ihren Eigenschaften und ihrem Verhalten definiert, in der anschliessenden Verhaltensmodellierung werden die Beziehungen und Interaktionen zwischen den Objekten, die sogenannten Operationen, festgelegt. Die Operationen übernehmen ganz unterschiedliche Aufgaben. Es gibt Operationen, welche die Entstehung oder Lebensdauer von Objekten kontrollieren oder den Zustand und die Eigenschaften verändern. Somit wird dem Umstand Rechnung getragen, dass gewisse Objekte von der Lebensdauer oder von einem bestimmten Zustand eines anderen Objektes beeinflusst werden oder abhängig sind (Kappel und Schrefl, 1996).

Typisch für objektorientierte Informationssysteme ist das Prinzip der Vererbung. Das erlaubt die Definition von „Subtypen“ und „Supertypen“, wobei verschiedene Arten und Regeln der Vererbung festgelegt werden können (Kappel und Schrefl, 1996).

Als konkretes Beispiel werden verschiedene linienhafte Objekte betrachtet. Abbildung 12 zeigt drei verschiedene Situationen mit Linien und Schnittpunkten. Im ebenenstrukturierten Ansatz arbeitet man in allen drei Situationen mit Linien und Schnittpunkten. Im objektorientierten Ansatz jedoch handelt es sich einmal um ein Flusssystem, einmal um eine Strassenbrücke über einen Fluss und beim dritten Beispiel um Strassenkreuzungen.



Abbildung 12: Verschiedene Linienobjekte und ihre Schnittpunkte: links ein Flusssystem, in der Mitte eine Brücke über einen Fluss und rechts Strassenkreuzungen.

Bei einem Flusssystem stellt der Schnittpunkt einen Zusammenfluss dar, die Abflussmengen der Vorfluter werden hier kombiniert. Bei einem Strassensystem können bei einem Schnittpunkt unterschiedliche Verkehrsregeln gelten. Biegt man aus einer Seitenstrasse auf die Hauptstrasse ein, hat man keinen Vortritt. Die Zufahrtsstrasse zum Haus ist privat und nur für eine definierte Personengruppe zugänglich. Da es nicht üblich ist, von einer Brücke abzubiegen und die Reise im Fluss fortzusetzen, besteht beim Schnittpunkt zwischen Fluss und Strasse eigentlich gar kein Schnittpunkt. Es handelt sich in diesen drei Bildern also um verschiedene Objekte wie Flüsse und Strassen, welche in die Subklassen Vorfluter und Hauptfluss, resp. Neben-, Haupt- und Zufahrtsstrassen aufgeteilt sind. Die Schnittpunkte können mit einer Operation wie dem Zusammenfließen oder mit Eigenschaften wie „privat“ oder „kein Vortritt“ versehen sein oder gar nicht als Schnittpunkt angesehen werden. Im ebenenstrukturierten Fall können diesen Eigenschaften oder diesen unterschiedlichen Verhalten nur durch zusätzliche Programmierung Rechnung getragen werden.

Das objektorientierte Datenmodell verfügt gegenüber dem ebenenstrukturierten Modell über einige Vorteile. Die objektorientierte Sichtweise kommt unserer Sicht der Welt viel näher, denn wir nehmen die Welt als ein Beziehungsgeflecht verschiedener Objekte mit bestimmten Eigenschaften wahr. Anstatt mit Linien und ihren Attributen zu arbeiten, ermöglicht der objektorientierte Ansatz direkt die Arbeit mit Strassen oder Flüssen. Das spezifische Verhalten der Objekte kann durch die Definition von Regeln oder das Festlegen von Domänen ohne zusätzlichen Programmieraufwand

integriert werden. Somit kann bereits bei der Datenmodellierung ein reichhaltiger Kontext erreicht werden. Die Objekte sind dynamisch, sie können auf die Veränderung, das Entstehen oder das Verschwinden von anderen Objekten reagieren, indem sie sich gewissen Eigenschaften anpassen, ihre Form verändern oder selber auch verschwinden (Zeiler, 1999).

Als Nachteil muss die Komplexität eines objektorientierten Systems erwähnt werden. Versucht man, sämtliche Objekte aus einer Hochgebirgslandschaft zu modellieren und sämtliche ihrer Beziehungen und Abhängigkeiten aufzuzeichnen, wird das System rasch so komplex, dass es nicht mehr durchschaut und gehandhabt werden kann (Kappel und Schrefl, 1996).

4.2.3 Merkmale eines guten Datenmodells

Folgende Aufzählung gibt einen Überblick über die Merkmale eines Informationssystems oder einer Datenbank, welche auf einem guten Datenmodell aufgebaut sind (Kappel und Schrefl, 1996; Zeiler, 1999).

- Wartbar: Abänderungen, Erweiterungen, nachträgliche Integration weiterer Daten, Eigenschaften oder Beziehungen, Anpassung an neue Technologien, Konvertierung in andere Datenformate
- Wiederverwendbar: Anwendung in anderen Projekten oder Untersuchungsgebieten
- Verständlich: logische Namen der Objekte, Zugriff auf Objekte und Instanzvariablen über Programmcodes möglich, effizientes Auffinden von Objekten
- Vollständig: Berücksichtigung aller wichtigen, aber keiner überflüssigen Daten
- Keine Datenredundanz
- Geometrische Repräsentation: an Ausprägung und Charakteristik der Daten angepasst
- Übersichtlich: möglichst wenige Beziehungen und Abhängigkeiten, Auswahl nur des absolut Notwendigen, Arbeit mit Subsystemen

5 Das GISALP

5.1 Übersicht GISALP

Das GISALP ist ein Geo-Informationssystem, das Daten und Module enthält, welche eine zeitabhängige Modellierung der Landschaftsveränderungen erlauben. Das GISALP setzt sich aus verschiedenen Daten und Modulen zusammen. Die Daten stammen aus unterschiedlichen Quellen und sind so ins GISALP integriert, dass die Module automatisch auf sie zugreifen können. Die Module sind untereinander verknüpft und greifen sowohl auf die Daten als auch auf die Resultate anderer Module zu, um Berechnungen auszuführen und somit neue Resultate zu gewinnen.

Die Tabelle 3 gibt Auskunft über die Daten, die dem GISALP zur Verfügung stehen.

Kategorie	Datensatz	Herkunft
Umwelt	Gletscher	Geographisches Institut, Universität Zürich
	Permafrost	Geographisches Institut, Universität Zürich und Institut für Tourismus und Landschaft
	Gewässer	Institut für Tourismus und Landschaft
	Wald	Amt für Wald, GR
	Vegetation	Geographisches Institut, Universität Zürich
	Schutzgebiete	Amt für Umwelt, GR
	Geomorphologie	Geographisches Institut, Universität Zürich
	Boden	Geographisches Institut, Universität Zürich
	Relief	swisstopo
	Geologie	Geotechnische Karte
Raumplanung	Nutzungsplanung	Amt für Raumplanung, GR
	Richtplanung	Amt für Raumplanung, GR
	BaB-Gesuche	Amt für Raumplanung, GR
Infrastruktur	Administratives	GIS-Zentrale GR
	Amtliche Vermessung	Amtliche Vermessung, GR
	Touristische Transportanlagen	Amt für Landwirtschaft, Strukturverbesserungen und Vermessung, GR
	Verkehr	Fachstelle Fuss- und Wanderwege, Amt für Raumplanung GR
Klima	Temperatur	Atlas der Schweiz
	Niederschlag	HADES
	Schnee	HADES

Tabelle 3: Die im GISALP integrierten Daten.

Mit welchen Modulen im GISALP gearbeitet werden kann, ist in Tabelle 4 ersichtlich.

Kategorie	Modul	Inhalt	AutorIn
Temperatur-Reaktionsmodule	GLETSCHRÜCK	Gletscherrückzug	Paul, GIUZ
	PERMAQUANT + ROCKFROST	Permafrostverbreitung	Keller, Gruber
	SOIL	Bodenbildung	Egli, Margreth, Wernli
	VEGIKART	Vegetationsentwicklung	Kneisel, Rothenbühler
Dispositionsmodule	SEDIINDEX	Charakterisierung Gletscherbett	Zemp
	VORSEE	Entstehung Gletscherseen	Rothenbühler
	MURDISP	Murgangdisposition	Rothenbühler
	EISDISP	Eislawinendisposition	Rothenbühler
Prozessmodule	MURGANG	Murgangsimulation	Huggel
	EISLAW	Eislawinensimulation	Huggel, Salzmann
	ROCKFALL	Steinschlag-/Felssturzsimulation	Nötzli
Interpretationsmodule	ATTRAC	Landschaftsattraktivität	Rothenbühler
	PROBLEM	Problemräume	Rothenbühler
	CHANGE	Veränderungsräume	Rothenbühler

Tabelle 4: Die im GISALP integrierten Module.

Im GISALP sind die Module miteinander verknüpft und können für heute sowie die Szenarienjahre 2025, 2050, 2075 oder 2100 gestartet werden. Dabei arbeiten die Dispositionsmodule mit den Resultaten der Temperatur-Reaktionsmodule, die Prozessmodule benutzen als Startpunkte die Resultate der Dispositionsmodule und die Interpretationsmodule greifen auf die Resultate aller anderen Module zu. Ausführlich ist die Synthese im Kapitel 5.4 beschrieben.

Zu den Resultaten, welche mit GISALP erstellt werden können, zählen Szenarien in Form der Modulresultate, Veränderungsräume, die für einen beliebigen Zeitraum und für ein beliebiges Modul berechnet werden können, sowie Problemräume, bestehend aus Überschneidungen zwischen Infrastruktur und Resultaten der Prozessmodule oder aus Orten mit abnehmender Landschaftsattraktivität. Dank Satellitenbildern und dem digitalen Höhenmodell können anschauliche 3D-Darstellungen der Modulresultate hergestellt werden. Durch das Zusammenfügen von Modulresultaten aus verschiedenen Zeitpunkten zu Zeitreihen entsteht aus dem GISALP ein 4-dimensionales Informationssystem.

Im Folgenden werden in diesem Kapitel zuerst die einzelnen Daten, darauf die Module und dann die Synthese diskutiert. Die Schwächen und Stärken sowohl der Daten als auch der Module pflanzen sich in der Synthese fort und bestimmen Qualität und Anwendungsmöglichkeiten der Resultate, was zum Abschluss besprochen wird.

5.2 Datenmodell

AUSWAHL UND ORGANISATION DER DATEN

Die Datenmodellierung beginnt eigentlich nicht bei der Auswahl der Daten, sondern bei der Formulierung von Problemstellung und Zielsetzung (vergleiche Kapitel 4.2.1). Dieser Schritt wurde am Anfang dieser Arbeit bereits ausgeführt (siehe Kapitel 1.1 und 1.2).

Die zum Erreichen der Ziele notwendigen Daten umfassen zahlreiche Objekte aus der belebten und unbelebten Umwelt, weiter Daten zur Infrastruktur, zum Klima sowie zur Raumplanung. Somit benötigt das GISALP inhaltlich einen sehr breiten und interdisziplinären Datensatz, der, soweit vorhanden und verfügbar, möglichst vollständig integriert wurde. Die Daten sind in die vier Verzeichnisse Umwelt, Infrastruktur, Klima und Raumplanung aufgeteilt. Im Verzeichnis Umwelt befinden sich Daten bezüglich Gletscher, Permafrost, Geomorphologie, Vegetation, Wald, Boden, stehende und fließende Gewässer, Schutzgebiete sowie Relief. Unter Infrastruktur sind administrative Daten mit den politischen Grenzen integriert, Daten der amtlichen Vermessung, das Verkehrsnetz, touristische Transportanlagen sowie Wasserentnahmestellen und Quelfassungen. Die Raumplanungsdaten umfassen den Richt- und Nutzungsplan sowie BaB-Gesuche. Im Verzeichnis Klima sind Temperatur-, Niederschlags- und Schneerausparungsdaten abgelegt. Jedes dieser Verzeichnisse enthält je nach Bedarf nochmals maximal zwei Unterverzeichnisse, welche zu einer übersichtlichen Strukturierung der Daten führen und den Zugriff vereinfachen (siehe Abbildung 13). Sämtliche Zwischenresultate, die während dem Laufen eines Moduls entstehen, befinden sich im Verzeichnis Temp, die Modulresultate werden im Verzeichnis Resultate abgelegt. Somit ist eine klare Trennung zwischen Originaldaten, Zwischenresultaten und Modulresultaten gewährleistet. Die vollständige Darstellung der Verzeichnisstruktur sowie der im GISALP integrierten Daten befindet sich im Anhang.

Ein einheitliches Konzept zur Benennung der Datensätze ist absolute Voraussetzung für den automatischen Zugriff auf die Daten. Jeder Name besteht aus drei Zeichen, die einen Hinweis auf den Inhalt der Daten enthalten. So beinhaltet der Datensatz mit dem Namen SEE die Seen oder FMO die Flachmoore. Nach Bedarf kann nach einem Unterstrich eine erste und nach einem zweiten Unterstrich eine zweite Spezifikation angegeben werden, wobei jedesmal maximal drei Zeichen zulässig sind. Diese weiteren Spezifikationen können eine genaue Ortsbezeichnung oder eine Jahreszahl enthalten. Der Datensatz BOD_OE_000 beispielsweise enthält die Bodentypen des gesamten Oberengadins für das Jahr 2000, hinter DHM_25 verbirgt sich das digitale Höhenmodell mit einer Auflösung von 25 m. Diese Namensgebung wurde von der GIS-Zentrale des Kantons Graubünden übernommen. Alle Module sind auf diese Verzeichnisstruktur und Namensgebung ausgerichtet, indem sie unter Umwelt, Klima, Infrastruktur oder Raumplanung die benötigten Originaldaten holen, im Temp

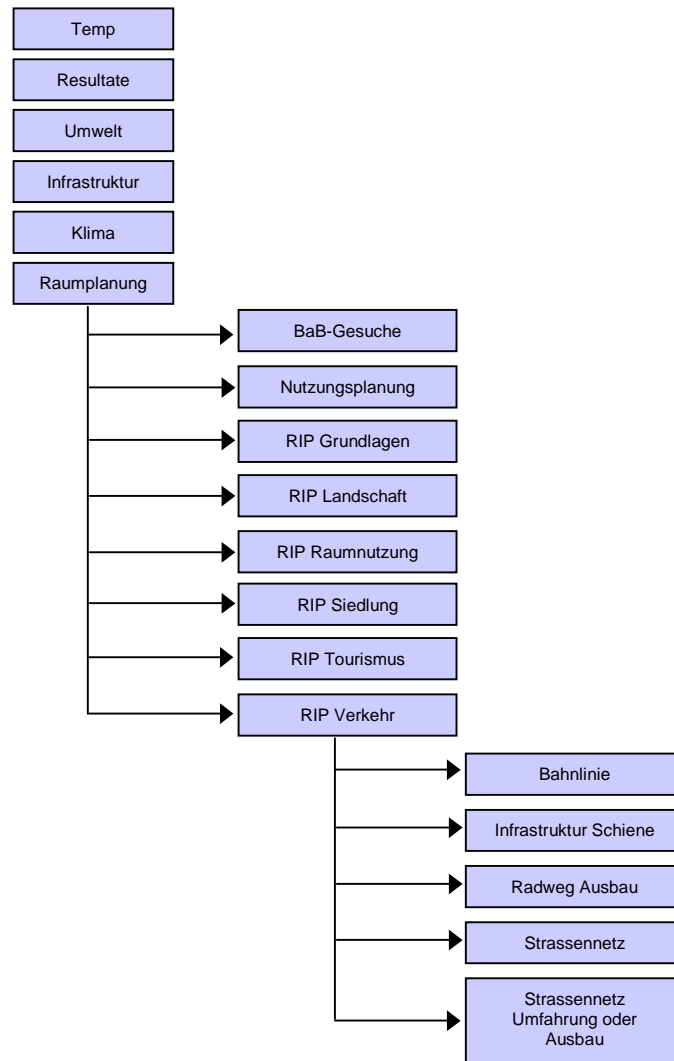


Abbildung 13: Ausschnitt aus der Verzeichnisstruktur im GISALP am Beispiel der Richtplandaten.
Die vollständige Liste befindet sich im Anhang.

die Berechnungen durchführen, hier auch die Zwischenresultate ablegen und am Schluss das Resultat in den Ordner Resultate kopieren.

Nach jedem Programmdurchlauf werden die Zwischenresultate im Temp wieder gelöscht, sodass sich hier nur während der Ausführung eines Moduls Daten befinden. Da einige Programme auf die Resultate von anderen Modulen zugreifen, erfolgt die Benennung der Resultate automatisch nach demselben System wie bei den Originaldaten. Die Gletscher für das Jahr 2050 beispielsweise werden unter dem Namen GLE_050 abgelegt.

RÄUMLICHE AUSWAHL

Die räumliche Ausdehnung der Daten ist durch die Wahl des Untersuchungsgebietes gegeben und umfasst das politische Oberengadin. Da sämtliche im GISALP vorhandenen Datensätze im Zusammenhang mit anderen Projekten erhoben wurden und hier nur integriert werden, decken nicht alle Datensätze das gesamte Untersuchungsgebiet ab, weil sie nur für einen bestimmten Ausschnitt verfügbar sind (siehe Kapitel 7.2), während andere Daten über die Oberengadiner Grenzen hinausgehen oder sogar den ganzen Kanton abdecken. Alle Datensätze liegen im schweizerischen Koordinatensystem „CH 1903“ und der winkeltreuen, schiefachsigen Zylinderprojektion vor, was für die gemeinsame Analyse eine absolute Voraussetzung darstellt. Da jedoch kein Datensatz im GISALP selber erstellt wurde, konnte die räumliche Auswahl nicht selber festgelegt werden.

GEOMETRISCHE REPRÄSENTATION UND DEFINITION NICHTGEOMETRISCHER DATEN

Die Entscheidungen bezüglich räumlicher Auswahl, geometrischer Repräsentation sowie nichtgeometrischer Daten und Informationen sind Datenmodellierungsschritte, die beim Erstellen eines Datensatzes getroffen werden müssen. Da im GISALP jedoch keine Daten neu erhoben, sondern nur bestehende Datensätze integriert wurden, sind diese Entscheidungen von den Autoren der Daten bereits gefällt worden. Zur Verwendung im GISALP durch die Module ist deshalb bei einigen Datensätzen eine Umwandlung vom Vektor- ins Rasterformat oder umgekehrt notwendig, was durch die Module jedoch automatisch durchgeführt wird.

DEFINITION DER BEZIEHUNGEN ZWISCHEN DEN OBJEKTEN

Die Definition von Beziehungen zwischen den Objekten ist ein Schritt, welcher insbesondere in der objektorientierten Datenmodellierung wichtig ist. Da im GISALP jedoch fast ausschliesslich alle von fremden Quellen integrierten Daten und Module in einem ebenenstrukturierten Datenmodell vorliegen, wurde auf die Umsetzung eines objektorientierten Datenmodells wegen dem unverhältnismässig hohen Umkonvertierungs- und Übersetzungsaufwand verzichtet. Die gegenseitigen Beziehungen und Beeinflussungen zwischen den einzelnen Datensätzen sind in der Synthese definiert und durch die Verknüpfung der Module umgesetzt (vergleiche Kapitel 5.4). Die Ablage der Daten ist durch die Verzeichnisstruktur so organisiert, dass sie direkt in ein objektorientiertes Datenformat (Geodatabase) umkonvertiert werden können.

VORSCHLAG FÜR DIE ORGANISATION DER METADATEN

Die verwendete Software bietet mehrere Vorlagen für die Organisation der Metadaten an. Wird mit einer dieser Vorlagen gearbeitet, werden die technischen Informationen automatisch ausgefüllt und bei allfälligen Änderungen der Daten aktualisiert. Die für das GISALP verwendete Vorlage organisiert die Metadaten in die drei Kategorien Beschreibungen, räumliche Informationen und Attribute. Tabelle 5 listet die in den Metadaten des GISALP enthaltenen Informationen auf.

Beschreibungen	Inhalt (Schlüsselwort)
	Inhalt (Zusammenfassung)

	Zweck des Datensatzes
	Weiterführende Dokumentation, sofern vorhanden
	Status bezüglich Vollständigkeit und Aktualisierung
	Zeitpunkt der Datenerhebung
	AutorIn
	Filename
	Geometrische Repräsentation
	Speicherort
	Grösse des Datenfiles
	Zugriffs- und Benutzungsrechte und -Bedingungen
	AutorIn und Datum des Metadatenfiles
Räumliche Informationen	Ausdehnung in Koordinaten
	Geometrische und softwarespezifische Objekttypen
Attribute	Objekttypen, Anzahl
	Attributitems: Name, Datentyp, Grösse

Tabelle 5: Auflistung des Inhalts der Metadaten.

Am Beispiel einiger Datensätze aus der Geomorphologie wurde das Metadatenfile erstellt. Ein Beispiel dazu befindet sich im Anhang. Für die übrigen Datensätze wurde das Metadatenfile noch nicht erstellt, weil für die meisten Datensätze eine Dokumentation vorliegt, welche detaillierte, in den meisten Fällen sehr spezifische Informationen enthält. Ohne diese Dokumentation ist die Arbeit mit den entsprechenden Daten kaum möglich. Da die Art der enthaltenen Information pro Datensatz sehr spezifisch ist, macht eine Integration ins Metadatenfile keinen Sinn. Es ist aber vorgesehen, dass die Metadaten einen Link auf die Datendokumentationen enthalten, sofern sie vorhanden sind.

5.3 Module

5.3.1 Gletscherrückzug (GLETSCHRUECK)

Voraussetzung für die Arbeit mit dem Modul GLETSCHRUECK sind die Gletscherflächen und ein digitales Höhenmodell. Beim Starten des Programms kann angegeben werden, für welche Gletscher und für welchen Zeitpunkt das Programm laufen soll, wobei der Gletscherdatensatz unter dem Attribut „labelgl#“ durchnummeriert sein muss.

Das GLETSCHRUECK basiert auf der Annahme, dass das Verhältnis zwischen der Fläche des Akkumulations- und des Ablationsgebietes 2:1 beträgt (vergleiche Kapitel 3.3.1). Somit kann bei bekannter Gletscherfläche die Höhe der Gleichgewichtslinie berechnet werden.

Das Programm ist in Arc Macro Language (AML) geschrieben und besteht aus zwei Teilen. Im ersten Teil werden gletscherspezifische Parameter wie Fläche, minimale und maximale Höhe sowie Höhe der Gleichgewichtslinie berechnet und ins ASCII-Format sowie in eine Arc/Info-Tabelle geschrieben. Dieser Programmteil muss nur bei der erstmaligen Anwendung ausgeführt werden.

Im zweiten Teil wird für den vom Benutzer gewünschten Zeitpunkt die neue Höhe der Gleichgewichtslinie berechnet. Daraus wird mit dem 2:1-Ansatz die entsprechende Fläche des Gletschers abgeleitet. Nun werden die tiefstgelegenen Gletscherzellen gelöscht. Dies geschieht mit einer Schleife, welche in jedem Durchgang die Zellen in den untersten 20 Höhenmetern löscht und die gestoppt wird, sobald die aktuelle mit der berechneten Fläche übereinstimmt. Befindet sich der höchste Punkt eines Gletschers unterhalb der neuen Gleichgewichtslinie, verschwindet der betreffende Gletscher vollständig.

5.3.2 Permafrost im Lockermaterial (PERMAQUANT)

Das Modul PERMAQUANT wurde von (Keller, 1992; Keller, 1998) entwickelt und basiert auf den Faustregeln zur Permafrostverbreitung (Haeberli, 1975). Als einziger Inputdatensatz wird ein digitales Höhenmodell benötigt.

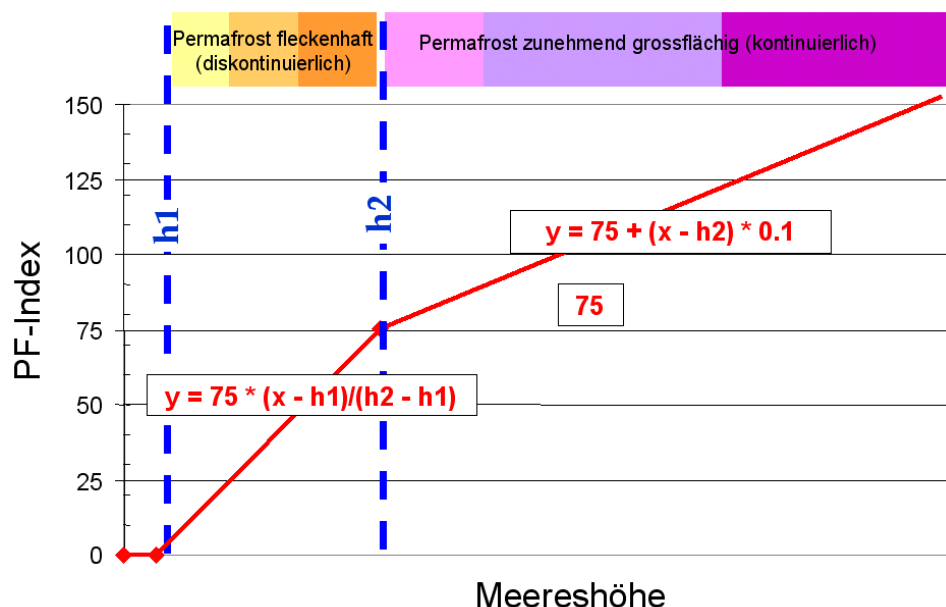


Abbildung 14: Berechnung des Permafrostindex in Abhängigkeit der Höhe über Meer. Die Grenzen zwischen keinem, möglichem und wahrscheinlichem Permafrost beziehen sich auf NW-Expositionen und Hangfusslagen.

Das Höhenmodell wird bezüglich Neigung, Exposition, Höhe und Hangfusslagen (konkave Stellen) analysiert und gemäss den Faustregeln bezüglich der Permafrostverbreitung interpretiert. Dabei wird jeder Zelle ein Wert zugewiesen, der zwischen keinem, fleckenhaftem oder flächenhaftem Permafrost unterscheidet. Aus-

gehend von diesem Resultat wird die Höhendifferenz von jeder Zelle zur Untergrenze der Permafrostverbreitung berechnet und gemäss Abbildung 14 quantifiziert. Das Resultat ist ein Raster mit einem Permafrostindex, der die Permafrostverbreitung ohne scharfe Grenzen darstellt (Keller, 1992; Keller, 1998). Bei einem Index von 1 gibt es keinen Permafrost, von da an nimmt die Permafrostwahrscheinlichkeit mit steigendem Index zu, wobei es keine obere Grenze gibt. Ab einem Index von 75 kann man von flächenhaftem oder wahrscheinlichem Permafrost ausgehen (siehe Abbildung 14).

Inzwischen wurde eine neue Version vom PERMAQUANT entwickelt (Keller und Rothenbühler, submitted), welche auch die Felsgebiete berücksichtigt und dabei auf demselben Wissen basiert wie das in Kapitel 5.3.3 beschriebene ROCKFROST (Gruber et al., 2003; Gruber et al., 2004b).

5.3.3 Permafrost in Felswänden (ROCKFROST)

Die Berechnung der Permafrostverbreitung in Felswänden basiert auf 21-Jahres-Simulationen, die mit dem Modell TEBAL erstellt wurden. Dabei handelt es sich um ein für Felswände entwickeltes Energiebilanzmodell, das mittels Temperaturmessungen validiert wurde (Gruber et al., 2003; Gruber, 2005). Abbildung 15 zeigt eine Auswertung der Modellresultate, in der Felstemperaturen in Abhängigkeit von Exposition und Höhe dargestellt sind.

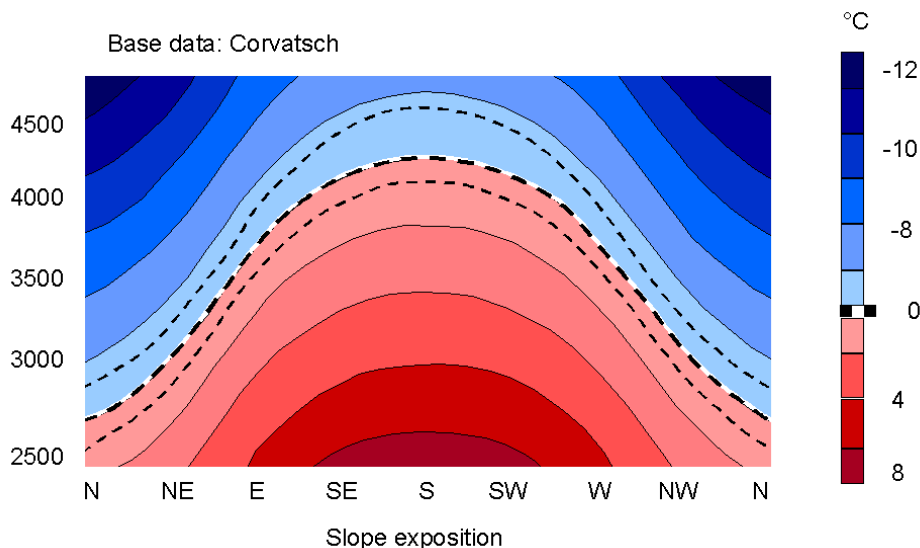


Abbildung 15: Mit dem Energiebilanzmodell TEBAL berechnete Felstemperaturen für 70° steilen Fels in Abhängigkeit von Höhe und Exposition (Gruber et al., 2004b).

Auf dieser simulierten Verbreitung basierend hat Nötzli ein Programm entwickelt, welches mit einem digitalen Höhenmodell sowie Gletscherflächen arbeitet. Die Felswände werden durch Selektion aller Zellen, die steiler sind als 45° und sich nicht mit einer Gletscherfläche überschneiden, abgeschätzt. Die Permafrostuntergrenze in Fels-

wänden wird als Funktion der Höhe, Exposition (Abbildung 15) und Neigung bestimmt, wobei alle Felswand-Zellen in fünf Neigungsklassen zusammengefasst werden. Die Berechnung wird mit einem Polynom 6. Grades ausgeführt, dessen Koeffizienten sowohl neigungs- als auch regionsabhängig sind. Für das GISALP werden die Koeffizienten für inneralpine Bedingungen verwendet.

5.3.4 Bodenbildung (SOIL)

Das Modul SOIL besteht aus den beiden Teilen SOILCHANGE und SOILMAP. SOILCHANGE modelliert die Entwicklung des Bodens im Gletschervorfeld Morteratsch und SOILMAP berechnet die Böden für das gesamte Oberengadin.

SOILCHANGE

In seiner Diplomarbeit hat Wernli (2005) eine Modellierung zur Abschätzung der zukünftigen Bodentypen im Gletschervorfeld Morteratsch entwickelt. Das SOILCHANGE berechnet die folgenden Resultate in Form von Rastern für die Jahre 2000, 2025, 2050, 2075 und 2100: Bodentypen nach FAL (Eidgenössische Forschungsanstalt für Agrarökologie und Landbau), pH im Ober- und Unterboden, Gründigkeit sowie Skelettgehalt im Ober- und Unterboden. SOILCHANGE arbeitet mit dem digitalen Höhenmodell, einer Kartierung der heutigen Bodentypen im Gletschervorfeld Morteratsch (Egli und Kneisel, 2003), einer Karte mit datierten Gletscherständen seit 1850 (Burga, 1999) sowie der Simulation der zukünftigen Gletscherstände bis 2100 (Biegger, 2004). Aus dem Höhenmodell werden Geländeformen, Exposition sowie Neigung abgeleitet. Mit Hilfe der Gletscherstände lässt sich berechnen, wie lange ein bestimmter Standort eisfrei ist. Die Anzahl Jahre seit der Eisfreiheit werden zu Gruppen von jeweils 20 Jahren zusammengefasst. Jede Gruppe umfasst im Gletschervorfeld ein bestimmtes Polygon. Basierend auf der aktuellen Bodenkarte wird für jeden Bodentyp festgestellt, wieviel Prozent der Fläche er pro Polygon einnimmt. Die Werte können als Punkte in einem Diagramm dargestellt werden, wobei die Dauer der Eisfreiheit die x-Achse bildet und der Bedeckungsgrad des entsprechenden Bodentyps in Prozent der Polygonfläche auf der y-Achse aufgetragen wird. Dieser Arbeitsschritt wird pro Bodentyp je einmal in Abhängigkeit der Geländeform, der Neigung und der Exposition durchgeführt. Anschliessend werden diese Punktdiagramme in eine Formel nach folgendem Schema übersetzt:

$$y_x = a \times t^2 + b \times t + c, \text{ wobei:}$$

y_x : Wahrscheinlichkeit für das Vorkommen des Bodentyps x

a, b, c: Faktoren, die sich aus der Punktverteilung im Diagramm ergeben

t: Dauer der Eisfreiheit

Diese Formel weist jedem Pixel im Gletschervorfeld die Wahrscheinlichkeit für das Vorkommen des Bodentyps x zu, einmal in Abhängigkeit der Geländeform, einmal in Abhängigkeit der Neigung und einmal in Abhängigkeit der Exposition. Diese drei Zwischenresultate werden durch Multiplikation zu einem Resultat kombiniert. Jetzt liegt für jeden Bodentyp ein Raster vor, wobei die Zellenwerte über die Wahrscheinlichkeit für das Vorkommen dieses Bodentyps Auskunft geben. Im letzten Schritt werden die Wahrscheinlichkeiten der verschiedenen Bodentypen miteinander vergli-

chen und jeder Zelle derjenige Bodentyp zugewiesen, der dort die höchste Wahrscheinlichkeit aufweist. Die so berechneten Wahrscheinlichkeiten wurden für die Szenarien bis ins Jahr 2100 in die Zukunft extrapoliert.

Die Entwicklung weit fortgeschrittener Bodentypen, wie beispielsweise des Rankers oder der Braunerde, konnte nur aufgrund von Angaben aus der Literatur abgeschätzt werden, da solche Bodentypen im heutigen Gletschervorfeld noch nicht vorkommen. Für die Abschätzung des Rankers wurde dieselbe Formel wie für die Berechnung der Wahrscheinlichkeit des Humus-Silikatgesteinsbodens verwendet, jedoch so verändert, dass die entsprechenden Wahrscheinlichkeitswerte erst 60 Jahre später als beim Humus-Silikatgesteinsboden und um den Faktor 1.25 gestreckt erreicht werden:

$$y_x = a \times \left(\frac{t-60}{1.25}\right)^2 + b \times \left(\frac{t-60}{1.25}\right) + c, \text{ wobei:}$$

y_x : Wahrscheinlichkeit für das Vorkommen des Bodentyps x

a, b, c: Faktoren, die sich aus der Punktverteilung im Diagramm ergeben

t: Dauer der Eisfreiheit

Neben den Bodentypen berechnet das SOILCHANGE weitere Parameter wie den pH-Wert im Ober- und im Unterboden, die pflanzennutzbare Gründigkeit und den Skelettgehalt im Ober- wie auch im Unterboden. Dabei wurde für jede Zelle die Kombination aus Bodentyp, Dauer der Eisfreiheit, Geländeform, Neigung und Exposition analysiert und der entsprechende Wert des Parameters zugewiesen. Die Bestimmung des pH-Wertes im Unterboden wurde unabhängig vom jeweiligen Bodentyp durchgeführt. Die Abbildung 16 zeigt als Beispiel die Bestimmung des pH im Oberboden eines Humus-Silikatgesteinsbodens in Abhängigkeit der Dauer der Eisfreiheit.

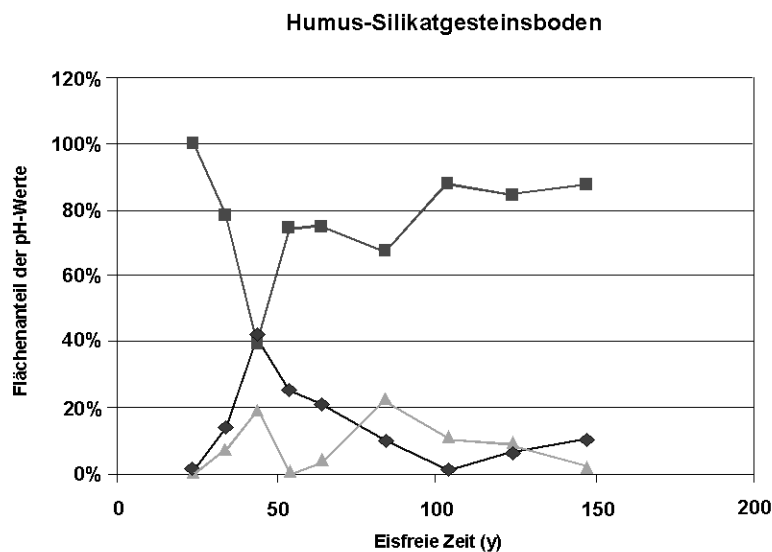


Abbildung 16: Flächenanteil von drei verschiedenen pH-Werten im Humus-Silikatgesteinsboden in Abhängigkeit der eisfreien Zeit (Wernli, 2005).

Im Diagramm ist der Flächenanteil des jeweiligen pH-Wertes in Abhängigkeit der Dauer der Eisfreiheit aufgetragen. Das SOILCHANGE berücksichtigt jeweils denjenigen Wert mit dem grössten Flächenanteil (Wernli, 2005).

Als Resultate produziert das SOILCHANGE sechs Raster: Bodentyp, pH im Oberboden, pH im Unterboden, Gründigkeit, Skelettgehalt im Oberboden sowie Skelettgehalt im Unterboden. Tabelle 6 gibt einen Überblick über die Resultate des Bodentyps, Tabelle 7 des pH-Wertes, Tabelle 8 der Gründigkeit und Tabelle 9 des Skelettgehalts.

Zellenwert im Resultat	Bodentyp	Fz/L-Code
1	Auenboden	A
5	Saure Braunerde	E
12	Silikatgesteinsboden	L
15	Regosol	O
19	Humus-Silikatgesteinsboden	S
99	Kein Boden	Fels

Tabelle 6: Erklärung der Zellenwerte im Resultat für den Bodentyp (Wernli, 2005).

Zellenwert im Resultat	Wertebereich pH	Bezeichnung
3.8	3.3 – 4.2	stark sauer
4.65	4.3 – 5.0	sauer
5.6	5.1 – 6.1	schwach sauer

Tabelle 7: Erklärung der Zellenwerte im Resultat für den pH-Wert im Ober- und im Unterboden (Wernli, 2005).

Zellenwert im Resultat	Gründigkeit	Bezeichnung
4	30 – 50 cm	ziemlich flachgründig
5	10 – 30 cm	flachgründig
6	< 10 cm	sehr flachgründig

Tabelle 8: Erklärung der Zellenwerte im Resultat für die Gründigkeit (Wernli, 2005).

Zellenwert im Resultat	Skelettgehalt in Volumenprozent
1	< 10%
2	10 – 20%
3	20 – 30%
4	30 – 50%
5	> 50%

Tabelle 9: Erklärung der Zellenwerte im Resultat für den Skelettgehalt im Ober- und Unterboden (Wernli, 2005).

SOILMAP

Mit dem Programm SOILMAP können die Bodeneigenschaften im Oberengadin effizient modelliert werden (Egli et al., 2005). Es entstand im Rahmen der Diplomarbeit von Margreth (2004). SOILMAP arbeitet mit folgenden Inputdatensätzen: Digitales Höhenmodell, Geotechnische Karte, Geomorphologische Karte, Ausaperungsmuster Ende Juni, Waldbedeckung der Landeskarte 1:25'000, Moorschutzzinventar (Hoch- und Flachmoore), Auenschutzzinventar, Trockenwiesen und Weiden, Glaziologische Karte, Bodeneignungskarte 1:200'000.

Das Modul SOILMAP verschneidet jede Fläche der Bodeneignungskarte mit einer bestimmten Kombination der oben aufgelisteten Inputdatensätze, was zu einer Verfeinerung der sehr groben Bodeneignungskarte führt. In den alpinen Räumen musste auf die Daten der Bodeneignungskarte verzichtet werden, weil sie für diese Gebiete nicht vorliegen.

Das digitale Höhenmodell erwies sich mit einer Auflösung von 25 m im Bereich der Talebene als zu grob, sodass in diesem Bereich das Modell durch eine Luftbildkartierung ergänzt wurde. Die SOILMAP-Resultate wurden an 72 Standorten mit Profildaten überprüft. Die dabei gefundenen Ungenauigkeiten sind auf die mit 20 m relativ grobe Auflösung der Modellierung zurückzuführen. Das SOILMAP berechnet folgende Bodeneigenschaften: Bodentypen, Geländeformen nach FAL, Wasserhaushaltscode, Wasserhaushaltsgruppe, Wasserhaushaltsklasse, Gründigkeit, pH-Wert im Ober- und Unterboden, Gehalt an organischem Kohlenstoff, Skelettgehalt im Ober- und Unterboden, Körnung im Ober- und Unterboden.

Um die zukünftige Entwicklung der Bodeneigenschaften im Oberengadin abzuschätzen, wurde das Modul SOILMAP weiterentwickelt (Egli et al., 2005; Wernli, 2005). Die Resultate beinhalten die Bodentypen nach FAL sowie den Gründigkeitszuwachs des Bodens für die Szenarienjahre 2050, 2100 und 2150 für das gesamte Oberengadin. Die Modellierung basiert auf den Annahmen, dass bei neu entstehenden Böden nach 1000 Jahren die Hälfte der möglichen Gründigkeit erreicht ist, dass bestehende Böden einen Gleichgewichtszustand anstreben, der einem Gegenstück in tieferen Lagen entspricht und dass unterhalb von 1700 m ü.M. keine klimabedingten Veränderungen stattfinden. Bei bestehenden Böden oberhalb von 1700 m ü.M. wird die Gründigkeit als Funktion der Höhe berechnet. Die Neubildung von Rohböden oberhalb der heutigen Bodenverbreitung wird mit den Geländeformen, der Neigung sowie der Geologie abgeschätzt. Als Inputdaten werden die vom SOILMAP modellierten Bodentypen und die Gründigkeit für die heutigen Verhältnisse, die geotechnische Karte sowie das digitale Höhenmodell verwendet. Das Modell analysiert für jeden Standort Geologie, Höhe über Meer, Geländeformen, Neigung, Bodentyp sowie Gründigkeit, um aus der Kombination dieser Daten den zukünftigen Bodentyp abzuleiten. Die Gründigkeit wird basierend auf den Werten für die heutigen Verhältnisse sowie als Funktion der Höhe über Meer abgeschätzt (Egli et al., 2005; Wernli, 2005).

5.3.5 Vegetation im Gletschervorfeld (VEGIKART)

Die Simulation der Vegetation im Gletschervorfeld wurde in Zusammenarbeit mit C. Kneisel entwickelt und ist auf die Verhältnisse im Val Morteratsch ausgerichtet, da die benötigten Bodendaten bisher nur für dieses Gletschervorfeld vorliegen.

Die Modellierung im VEGIKART unterscheidet 4 Vegetationstypen (Tabelle 10).

Typ	Vegetation
1	Pioniergesellschaften (<i>Epilobietum fleischeri</i> , <i>Oxyrietum digynae</i>) mit vereinzelt Holzgewächsen (<i>Larix decidua</i> , <i>Myricaria germanica</i> , <i>Alnus viridis</i>)
2	Rasen- und Zwergstrauchgesellschaften (mit Jungbäumen)
3	Erlen – Weiden – Gebüsch (<i>Alnetum viridis</i>)
4	Arten des subalpinen Lärchen-Arvenwaldes (<i>Larici-Pinetum cembrae</i>)

Tabelle 10: Die im VEGIKART berücksichtigten Vegetationstypen.

Die Zuweisung der vorherrschenden Vegetation erfolgt unter Berücksichtigung der Dauer der Eisfreiheit und des Bodentyps. Die Dauer der Eisfreiheit lässt sich mit einer zeitlichen Auflösung von 25 Jahren aus den Resultaten des Moduls GLETSCHRUECK ableiten. In dieser Arbeit wurden jedoch die Resultate aus Biegger (2004) verwendet, da im SOILCHANGE ebenfalls mit diesen Daten gearbeitet wurde. Als erster Schritt erstellt das Modul VEGIKART einen Raster, wobei die Zellenwerte die Dauer der Eisfreiheit in Jahren enthalten. Für den Bodentyp fliessen die SOILCHANGE-Resultate ins VEGIKART ein. Aus der Kombination zwischen Dauer der Eisfreiheit und Bodentyp weist das VEGIKART jeder Zelle im Gletschervorfeld einen oder mehrere der vier möglichen Vegetationstypen (Tabelle 10) inklusiv Bedeckungsgrad zu. Tabelle 11 zeigt die Zuweisung der Vegetationstypen und des Bedeckungsgrads für alle möglichen Kombinationen zwischen Dauer der Eisfreiheit und Bodentyp (Burga, 1999; Matthews, 1992). Dabei bezieht sich die Nummer auf den Vegetationstyp gemäss Tabelle 10 und die Anzahl Ziffern gibt über den Bedeckungsgrad Auskunft: gering (x), mittel (xx), hoch (xxx) oder sehr hoch (xxxx).

Dauer der Eisfreiheit (Jahre)	Auenboden	Silikatgesteinsboden	Humus-Silikatgesteinsboden	Regosol
bis 25	3	11113	23	-
25 - 50	33	11133	22334	4
51 - 75	333	1333	22233344	44
75 - 100	3333	33	222233444	444
101 - 150	333	3	22234444	4444
151 - 250	333		224444	4444

Tabelle 11: Zuweisung eines Vegetationstyps und des Bedeckungsgrad in Abhängigkeit des Bodentyps und der Dauer der Eisfreiheit.

Beispielsweise wächst auf einem seit 25 Jahren eisfreien Auenboden ein Erlen-Weidengebüsch mit geringem Bedeckungsgrad, während man auf einem seit 100 Jahren eisfreien Standort mit Humus-Silikatgesteinsboden Rasen-Zwergstrauchgesellschaften mit sehr hohem Bedeckungsgrad, Erlen-Weidengebüsche mit mittlerem Be-

deckungsgrad sowie einen subalpinen Lärchen-Arvenwald mit hohem Bedeckungsgrad vorfindet.

5.3.6 Murgangdisposition (MURDISP)

Das Modul MURDISP berechnet die folgenden drei Murgang-Anrisstypen:

- Typ I: Hanganriss
- Typ II: Anriss im Kontaktbereich zwischen Felswand und Schutt
- Typ III: Gerinneanriss

Als Inputdaten braucht das MURDISP die Geomorphologie, die Vegetationsbedeckung, die Permafrostverbreitung sowie das digitalen Höhenmodell. Im ersten Schritt werden aus den Geomorphologiedaten alle Lockermaterialflächen und aus den Vegetationsdaten alle waldfreien Gebiete selektiert, wobei jede Zelle den Wert der entsprechenden Neigung enthält. Dieses Raster stellt als Grunddisposition die Grundlage für die weiteren Berechnungen dar.

Im zweiten Schritt werden aus diesem Raster zusätzliche Gebiete aufgrund murgangfördernder Faktoren ausgeschieden und entsprechend ihrer Gefährdung mit einem Index zwischen 1 und 3 versehen. Dabei wird für die Vegetationsbedeckung, die Geomorphologie, die Permafrostverbreitung sowie die Hangneigung je ein eigener Raster berechnet, dessen Zellen den Wert des Indexes enthalten. Da bei den drei verschiedenen Anrisstypen die Hangneigung eine unterschiedliche Rolle spielt, werden auch drei verschiedene Neigungs-Indexierungen vorgenommen. Die Indexierung der Geomorphologie sowie der Vegetation wurde folgendermassen umgesetzt:

Index	Vegetation V	Geomorphologie G
1	Geschlossener Rasen	Übriges Lockermaterial
2	Schütterte Vegetationsbedeckung	Übrige Schuttgebiete im glazialen oder periglazialen Prozessbereich
3	Keine Vegetation	Altschutt (Moränen, -bastionen, Protalus ramparts, aktive und inaktive Blockgletscher, Schuttkegel, Schutthalden, Blockfelder)

Tabelle 12: Indexierung der Vegetations- und Geomorphologiedaten.

Da die Werte für den Permafrost und die Hangneigung stetig sind, wurde auch der Index stetig berechnet. Die Indexierung der Hangneigung basiert auf der Arbeit von Patterson (2003). Tabelle 13 gibt eine Übersicht über die empirisch entwickelten Formeln zur Indexierung der Resultate aus dem PERMAQUANT sowie der Hangneigung:

Permaquant-Index (x) P	Index für Permafrost (y)
$x = 62.5$	$y = 3$
$x < 62.5$	$y = 0.0492x - 0.1351$
$x > 62.5$	$y = -0.0229x + 4.3687$

Neigung Typ I (x°) N _I	Index für Neigung Typ I (y°)
x = 35	Y = 3
x > 35	y = -0.1758x + 9.2802
x < 35	y = 0.1205x – 1.2877
Neigung Typ II (x°) N _{II}	Index für Neigung Typ II (y°)
x = 40	y = 3
x < 40	y = 0.1592x – 3.2962
x > 40	y = -0.1376x + 8.4185
Neigung Typ III (x°) N _{III}	Index für Neigung Typ III (y°)
X = 45	Y = 3
X < 45	Y = 0.0885x – 1.1429
X > 45	Y = -0.1469x + 9.6735

Tabelle 13: Übersicht über die Formeln, welche den PERMAQUANT- Index sowie die Hangneigung, unter Berücksichtigung ihres Einflusses auf die Murgangdisposition, in einen Index zwischen 0 und 3 umrechnen. Die Indexierung der Hangneigung basiert auf der Arbeit von Patterson (2003).

Im dritten Schritt wird die Murgangdisposition für jeden der drei Anrissstypen individuell berechnet.

Die Disposition der Hanganrisse wird durch folgende Formel berechnet:

$$D_H = (V + G) \times P \times N_I$$

- D_H: Disposition für Hanganriss (Typ I)
 V: Vegetation (indexiert, siehe Tabelle 12)
 G: Geomorphologie (indexiert, siehe Tabelle 12)
 P: Permafrost (indexiert, siehe Tabelle 13)
 N_I: Neigung Typ I (indexiert, siehe Tabelle 13)

Beim Typ II wird der Kontaktbereich zwischen Felsen und Schuttflächen bestimmt, indem die Felsflächen gepuffert werden und anschliessend die Überschneidung zwischen dem Puffer und den Schuttflächen selektiert wird. Eine Pufferung der Schuttflächen und Überschneidung dieser Pufferzonen mit den Steinschlaggrinnen liefert die entsprechenden Berührungstellen. Diese Ergebnisse werden gemäss Tabelle 14 indexiert:

Index κ	Interpretation
3	Kontaktbereich Steinschlagrinne – Schutt
2	Kontaktbereich Felswand – Schutt

Tabelle 14: Indexierung der Kontaktbereiche zwischen Felswand und Schutt.

Die Disposition für den Kontaktbereich kann nun folgendermassen berechnet werden:

$$D_K = K \times N_{II}$$

D_K : Disposition für Anriss im Kontaktbereich Fels – Schutt (Typ II)

K : Art des Kontaktbereichs (indexiert, siehe Tabelle 14)

N_{II} : Neigung Typ II (indexiert, siehe Tabelle 13)

Zur Berechnung der Disposition vom Typ III wurden alle Zellen, die einer Erosions- oder Murgangrinne angehören, mit dem Wert 1 indexiert, um sie in folgender Formel zu verwenden:

$$D_R = R \times N_{III}$$

D_R : Disposition für Anriss in einer Rinne (Typ III)

R : Erosions- oder Murgangrinne (mit 1 indexiert)

N_{III} : Neigung Typ III (indexiert, siehe Tabelle 13)

Die drei unterschiedlichen Murgangdispositionstypen weisen eine unterschiedliche Gefährdung auf. Die Murgangdisposition ist in einer Erosions- oder Murgangrinne am grössten, gefolgt vom Kontaktbereich zwischen Fels und Schutt, während sie in einem Hang am geringsten ist. Um diese Tatsache zu berücksichtigen, werden die drei Resultate D_H , D_K und D_R gewichtet, indem ihre Zellenwerte gemäss Tabelle 15 in Skalen, beginnend bei 0, mit unterschiedlich grossen Maximalwerten umgewandelt werden. Je höher der Wert einer Zelle, desto wahrscheinlicher ist an dieser Stelle der Start eines Murgangs.

Dispositionstyp	Maximaler Zellenwert
D_h (Typ I)	30
D_k (Typ II)	40
D_r (Typ III)	50

Tabelle 15: Die unterschiedlichen Maximalwerte zur Skalierung der Zellenwerte gemäss Murgang-Anrissstyp.

Im letzten Schritt werden die drei Dispositionen zu einem Resultat kombiniert:

$$D = D_h + D_k + D_r$$

D : Murgang-Disposition

D_h : Murgang-Disposition Typ I, mit Werten von 0-30

D_k : Murgang-Disposition Typ II, mit Werten von 0-40

D_r : Murgang-Disposition Typ III, mit Werten von 0-50

Das MURDISP versucht durch Integration der entsprechenden Resultate aus den Modulen PERMAQUANT, GLETSCHRUECK, SEDIINDEX und VEGIKART die zukünftigen

Permafrostbedingungen und vegetationslosen Lockermaterialflächen zu berücksichtigen und so die Murgangdisposition unter wärmeren Temperaturen abzuschätzen.

5.3.7 Eislawinendisposition (EISDISP)

Das Modul EISDISP berechnet die Eislawinendisposition für die zwei Anrissstypen Rampen- oder Kantensituation nach Alean (1984).

Die Berechnung der potentiellen Anrissgebiete der Rampensituation erfolgt durch den Vergleich der kritischen mit der tatsächlichen Neigung des Gletschers. Die kritische Neigung definiert den für den Anriss einer Eislawine minimalen Wert und nimmt mit zunehmender Höhe über Meer zu. Sie wird mit untenstehender Formel, welche basierend auf Beobachtungen von Alean (1984) entwickelt wurde (siehe Kapitel 3.10.3), berechnet:

$$N_k = (0.0124 \times H) - 6.0409$$

N_k : Kritische Neigung zur Auslösung einer Eislawine vom Rampentyp

H : Höhe über Meer

Nun werden diejenigen Zellen ermittelt, in welchen die tatsächliche die kritische Neigung übertrifft:

$$E_I = N_k - N$$

E_I : Eislawinendisposition Rampenanriss

N_k : Kritische Neigung

N : Tatsächliche Neigung

Jede Zelle in E_I , welche einen positiven Wert aufweist, wird als potentielles Anrissgebiet ausgeschieden. Diejenigen Zellen, welche eine zusammenhängende Fläche von weniger als 200 m² bilden, werden vom Resultat ausgeschlossen. Je grösser die Werte in den verbleibenden Zellen sind, desto stärker wird die kritische von der tatsächlichen Neigung an der betreffenden Stelle übertroffen.

Die zur Abschätzung der potentiellen Anrissgebiete bei Kantensituationen erforderlichen Geländestufen werden aus dem Geländemodell ausgeschieden. Dabei werden nur diejenigen Zellen berücksichtigt, die einen Schwellenwert von -1 unterschreiten, wobei Werte mit einem negativem Vorzeichen eine konkave Wölbung anzeigen. Die Grösse dieses Schwellenwertes basiert nicht auf Literaturangaben, da sich dazu nur qualitative Aussagen finden liessen.

5.3.8 Erosions- Sedimentationsindex (SEDIINDEX)

Die AML zur automatischen Berechnung des Erosions-Sedimentationsindex hat Zemp (2002) im Rahmen seiner Diplomarbeit mit dem Ziel entwickelt, möglichst viele der Inputdaten automatisch zu berechnen. Die Automatisierung vereinfacht die Anwendbarkeit in einem anderen Gebiet oder über viele Gletscher.

Als Inputdaten werden ein digitales Höhenmodell, die Gletscherflächen und die zentrale Fliesslinie benötigt. Daraus kann direkt die Gletscherfläche und -länge entnom-

men werden. Alle übrigen Parameter werden automatisch aus den Inputdaten berechnet.

Die Neigung des Gletscherbaches wird über die Länge des Gletschervorfeldes und nochmals dieselbe Länge von der Gletscherzunge an aufwärts über dem Gletscher entlang der zentralen Fliesslinie berechnet.

Felsflächen werden durch Selektion der Zellen, die steiler sind als 34° , ausgeschieden. Bei einem Grenzwert von 34° kommen am wenigsten Fehlklassierungen vor, wie ein Vergleich mit Felswänden aus der 25'000er Landeskarte gezeigt hat. Um die Reichweite des Steinschlags abzuschätzen, wurde die Fliessrichtung mit den Arc/Info-Befehlen FLOWDIRECTION für die Fliessrichtung aus jeder Zelle und PATHDISTANCE sowie FLOWLENGTH für die Berechnung der horizontalen Distanz jeder Zelle zu ihrer Ursprungszelle bestimmt. Die Berechnung wird bei einem Pauschalgefälle von 30° gestoppt, was ein Durchschnittswert für die Reichweite von Steinschlag ist (Meissl, 1998; in: Zemp et al., 2005).

Die mittlere Felswandhöhe wird aus den Felsgebieten und den Zellen der modellierten Steinschlagbahnen bestimmt.

Die Höhe der Gleichgewichtslinie wird nach dem Ansatz von Maisch et al. (1999) berechnet. Somit trennt die Gleichgewichtslinie die Gletscherfläche so, dass das Akkumulationsgebiet doppelt so gross ist wie das Ablationsgebiet.

Der Parameter a unterscheidet zwischen basal transportiertem Schutt, der in der Bergschrundzone auf den Gletscher fällt ($a = 0.5$) und Schutt, welcher im Ablationsgebiet auf der Oberfläche liegen bleibt ($a = 1$). Er wird bestimmt durch den Vergleich, wieviel Steinschlag im Akkumulations- und wieviel im Ablationsgebiet zu liegen kommt.

Für die jährliche Niederschlagsmenge wird ein Durchschnittswert von 1 m eingesetzt, der aufgrund der Niederschlagsdaten aus dem HADES abgeschätzt wurde.

Das Resultat besteht aus einer Attributtabelle, welche die für die Berechnung des Indexes erforderlichen Parameter auflistet.

5.3.9 Gletscherseen (VORSEE)

In den zukünftigen Gletschervorfeldern können sich Seen bilden, sofern Mulden vorhanden sind. Da im Rahmen dieses Projekts keine Daten über die Topographie des Gletscherbettes erhältlich sind, werden mögliche Mulden über flache Stellen der Gletscheroberfläche abgeschätzt. Das Modul VORSEE berechnet die Stellen auf den heutigen Gletschern, welche eine geringere Neigung als 5° aufweisen. Davon werden nur diejenigen Gebiete als Resultat des Moduls ausgeschieden, welche über mindestens 10 zusammenhängende Zellen verfügen. Somit können flache Gipfellen ausgeglichen werden.

Erst die Anwendung des Moduls GLETSCHRUECK erlaubt eine Abschätzung, wann mit der Entstehung der einzelnen Seen zu rechnen ist.

5.3.10 Murgangsimulation (MURGANG)

Zur Abschätzung der von einem Murgang betroffenen Fläche wird die Simulation nach Huggel (2004) und Huggel et al. (2003b) verwendet. Dabei handelt es sich um ein „modified single flow direction“-Modell, also einer Modellierung entlang des

steilsten Pfades, das so modifiziert ist, dass auch eine Ausbreitung modelliert werden kann. Es basiert auf dem Fliessrichtungs-Modell von O'Callaghan und Mark (1984), das auch als „D8“ bezeichnet wird. Dabei wird die Fliessrichtung von einer Zelle im digitalen Höhenmodell in eines seiner acht Nachbarzellen nach der Richtung des grössten Gefälles festgelegt. Diese Methode ist in der GIS-Software Arc/Info mit der Funktion FLOWDIRECTION implementiert (ESRI, 1992; Jenson und Domingue, 1988).

Die im Modell berechnete zentrale Fliesslinie des Murgangs wird entlang des steilsten Pfades berechnet. Um die Ausbreitungstendenz eines Murgangs zu berücksichtigen, wurde die Funktion PATHDISTANCE integriert. Sie erlaubt das Abweichen vom steilsten Pfad in einem Winkel bis zu 45°, wobei jedoch bei zunehmendem Winkel ein zunehmender Widerstand eingebaut wird. Für die Bestimmung der Auslaufdistanz wird der Murgang beim Erreichen eines Pauschalgefälles von 11° gestoppt.

Das Modell wurde entwickelt, um auf regionaler Basis ohne Feldbegehung eine erste grobe Abschätzung über die Murganggefährdung zu erhalten. Da es um die Abschätzung des schlimmstmöglichen Ereignisses geht, arbeitet das Modell mit einem Minimalansatz für das Pauschalgefälle (Haeberli, 1983; Huggel et al., 2002). Je nach Fragestellung und Region kann das Pauschalgefälle angepasst werden.

Die unterschiedlichen Zellenwerte sind als Stellvertreter für eine relative Wahrscheinlichkeit zu interpretieren, mit der die entsprechende Stelle vom Murgang betroffen wird. Bei einer Verengung des Abflusses kann auf Erosion, bei einer Ausbreitung auf Sedimentation geschlossen werden.

5.3.11 Eislawinensimulation (EISLAW)

Die Simulation der von einer Eislawine betroffenen Fläche erfolgt mit einem Modell nach Salzmann (2002) und Salzmann et al. (2004). Das verwendete Modell basiert auf statistischen Werten bezüglich Reichweite, Pauschalgefälle und betroffene Fläche von Eislawinen. Es integriert den Ansatz des durchschnittlichen Pauschalgefälles mit berechneten, potentiellen Fliesswegen. Bei deren Berechnung kommt, analog zum Modul MURGANG, die Arc/Info-Funktion FLOWDIRECTION (ESRI, 1992; Jenson und Domingue, 1988) zum Einsatz. Beim Erreichen eines Pauschalgefälles von 17° wird die Berechnung gestoppt. Wie schon bei der Simulation der Murgänge handelt es sich auch hier um eine erste Gefahrenabschätzung unter Berücksichtigung des grösstmöglichen Ereignisses als Vorbereitung für eine spätere Feldbegehung. Das Modell liefert keinerlei Informationen über die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten einer Eislawine und ist nicht geeignet, ein Einzelereignis nachzubilden, sondern ist als Hilfsmittel für die Erstellung von Gefahrenhinweiskarten gedacht (Salzmann et al., 2004).

5.3.12 Felssturzsimulation (ROCKFALL)

Das Modul ROCKFALL basiert auf den Arbeiten von Nötzli et al. (submitted) und Huggel et al. (2003b). Als Inputdaten wird ein Raster mit den potentiellen Startgebieten von Steinschlag- oder Felssturzereignissen sowie ein digitales Höhenmodell benötigt. Es berechnet, analog zur Murgang- und Eislawinensimulation, die zentrale Fliesslinie entlang des steilsten Pfades unter Verwendung des Flussrichtungsmodells „D8“ von O'Callaghan und Mark (1984). Eine Ausbreitungsfunktion erlaubt zusätzlich das Abweichen vom steilsten Pfad bis maximal 45°, jedoch nur, solange es

bergab geht. Der im Resultat einflussende Zellenwert ist abhängig von der Wahrscheinlichkeit, vom Ereignis betroffen zu werden und wird mit folgender Funktion berechnet:

$P_q(i) = H(i) / F_r(i)$, wobei:

- $P_q(i)$: Wahrscheinlichkeit der Zelle i, vom Ereignis betroffen zu werden
- $H(i)$: Horizontaldistanz von der Zelle i zum Startpunkt des Ereignisses
- $F_r(i)$: Zellenwert für den Fliesswiderstand, der mit zunehmender Distanz vom Startpunkt des Ereignisses sowie zunehmender Abweichung von der direkten Fliesslinie bis maximal 45° zunimmt

Dabei handelt es sich nicht um eine mathematische Wahrscheinlichkeit im engeren Sinn, aber es kann eine qualitative Interpretation in Form einer farblichen Differenzierung bei der Darstellung gemacht werden (Nötzli et al., submitted).

Die Simulation wird beim Erreichen des Pauschalgefälles gestoppt, das benutzerdefiniert festgelegt werden kann. Ohne Eingabe wird mit einem Pauschalgefälle von 19° gerechnet. In den Alpen beobachtete Felsstürze mit einem Volumen von 1 Mio. m³ oder mehr unterschreiten diesen Grenzwert in der Regel nicht, sodass er bereits in anderen Arbeiten verwendet wurde (Nötzli, 2003; Nötzli et al., 2003). Zwar besteht ein statistischer Zusammenhang zwischen der Grösse des Pauschalgefälles und dem Volumen des Sturzeignisses, der durch eine Formel ausgedrückt werden kann. Da die Abschätzung des Volumens eines potentiellen Ereignisses jedoch fast nicht möglich ist, kommt dieser Ansatz in der vorliegenden Simulation nicht zum Einsatz (Nötzli et al., submitted).

5.3.13 Landschaftsattraktivität (ATTRAC)

Die Berechnung der Landschaftsattraktivität basiert auf dem Konzept zur Abschätzung der Landschaftsattraktivität von Bastian und Schreiber (1999) und Riedel und Lange (2001). Es werden rasterbasierte Analysen durchgeführt. Bevor die Landschaftsattraktivität berechnet werden kann, müssen die dazu erforderlichen Zwischenresultate Vielfalt, Eignung, Einzigartigkeit, Natürlichkeit und Sichtbarkeit erstellt werden.

Die Berechnung der Vielfalt basiert auf den in Tabelle 16 aufgelisteten Landschaftselementen. Jedem Landschaftselement wird gemäss Tabelle 16 ein individueller Zellenwert zugewiesen.

Daten	Zellenwert
Seen	1
Gletscher	2
Felswände und Rundhöcker	3
Deutliche, postglaziale Moränenwälle	4
Vegetationslose Lockermaterialflächen (Moränenbastion, Schutthalde, Schuttkegel, aktiver und inaktiver Blockgletscher, Protalus rampart)	5
Wald	6

Schwemmebenen und Sander	7
Erosions- und Murgangrinnen	8
Schwemm- und Murgangkegel	9
Hoch- und Flachmoore	10
Fliessende Gewässer	11
Auen	12
Magerwiesen	13

Tabelle 16: Übersicht über die für die Berechnung der Vielfalt verwendeten Daten und ihre Zellenwerte.

Mit der GRID-Funktion ZONALVARIETY wird jeder Zelle als Wert für die Vielfalt die Anzahl der unterschiedlichen Zellenwerte im Umkreis von 250 Metern zugewiesen.

Zur Berechnung der Eignung werden alle Inputdaten, die Objekte enthalten, welche auf die Eignung einen Einfluss haben (Tabelle 17), in einen Raster umgewandelt und mit einem einheitlichen Zellenwert attribuiert. Anschliessend werden sie zu einem einzigen Raster kombiniert. Auf diesen Raster wird nun die GRID-Funktion ZONALSUM angewendet. Sie weist jeder Zelle als neuen Wert die Summe aller Zellenwerte in einem bestimmten Umkreis zu (Tabelle 17). Dadurch wird für jede Zelle berechnet, wieviel andere Zellen im entsprechenden Umkreis zur Eignung beitragen.

Das analoge Vorgehen zur Ermittlung der Eignung kommt auch bei der Berechnung der Einzigartigkeit und Natürlichkeit zur Anwendung, jedoch unter Verwendung von anderen Inputdaten. Die Tabelle 17 vermittelt einen Überblick über die verwendeten Daten und die jeweilige Grösse des Umkreises.

Berechnung	Daten	Umkreis
Eignung	Fuss- und Wanderwege, Waldstrassen, Eisenbahn, Intensiverholungsgebiet (Skipisten), touristische Transportanlagen, Seen	250 m
Einzigartigkeit	Moorlandschaft Stazerwald, Inventar der Gletschervorfelder und alpinen Schwemmebenen, Auengebiete, Gletscher, Seen, weitere Naturschutzflächen, Nationalpark	500 m
Natürlichkeit	Unberührt: Gletscher, Schutzgebiete, Gebiete mit Neigung > 35°	250 m

Tabelle 17: Übersicht über die Berechnung der Eignung, Einzigartigkeit und Natürlichkeit.

Bei der Natürlichkeit werden sogenannte berührte Gebiete von der Berechnung ausgeschlossen, indem ihnen der Zellenwert 0 zugeteilt wird. Zu den berührten Gebieten zählen Siedlungs- und Landwirtschaftsgebiete, Intensiverholungsgebiete, Tourismus- und Freizeitzone, anthropogener Prozessbereich, Fuss- und Wanderwege, Waldstrassen, Strassen sowie die Eisenbahnlinie.

Die Sichtbarkeit wird mit dem Befehl HILLSHADE und dem digitalen Höhenmodell je einmal für die acht Himmelsrichtungen 0°, 45°, 90°, 135°, 180°, 225°, 270° und 315° aus einem Winkel von 7.5° über dem Horizont berechnet. Diese acht Resultate werden durch Summieren zu einem einzigen Datensatz kombiniert. Die Zellenwerte des Resultats geben Auskunft darüber, wo sich Aussichtspunkte befinden und welche Stellen kaum sichtbar sind.

Die Zellenwerte der Zwischenresultate Vielfalt, Eignung, Natürlichkeit, Einzigartigkeit und Sichtbarkeit werden gemäss ihrem Einfluss auf die Attraktivität gewichtet. Dazu werden sie in Skalen mit unterschiedlich hohen Maximalwerten (Tabelle 18) normiert.

Zwischenresultat	Maximaler Zel enwert
Vielfalt	50
Einzigartigkeit	50
Natürlichkeit	30
Eignung	20
Sichtbarkeit	2

Tabelle 18: Überblick über die Gewichtung der einzelnen Zwischenresultate gemäss ihrer Bedeutung für die Landschaftsattraktivität.

Die Summe aus Vielfalt, Einzigartigkeit, Natürlichkeit und Eignung wird als Schönheit der Landschaft interpretiert:

$$S = V + En + N + Eg,$$

wobei:

- S: Schönheit
- V: Vielfalt
- En: Einzigartigkeit
- N: Natürlichkeit
- Eg: Eignung

Durch Multiplikation der Schönheit mit der Sichtbarkeit wird die Landschaftsattraktivität gewonnen. Die Grösse des Zellenwerts repräsentiert die Grösse der Landschaftsattraktivität.

$$A = S \times Si$$

wobei:

- A: Attraktivität
- S: Schönheit
- Si: Sichtbarkeit

5.3.14 Veränderungsräume (CHANGE)

Die Veränderung eines Landschaftsobjektes, einer Naturgefahrdisposition oder der von einem Naturgefahrenprozess betroffenen Fläche kann durch die Berechnung des

Veränderungsraumes zwischen zwei beliebigen Zeitabschnitten ermittelt werden. Beispielsweise kann die Murgangdisposition zweier Jahre, konkret das Resultat des Moduls MURDISP für das Jahr 2000 und 2050, verglichen werden. Überall dort, wo sich die Murgangdisposition durch Zu- oder Abnahme respektiv durch Neubildung oder Verschwinden verändert hat, kann von einem Veränderungsraum gesprochen werden.

Zur Berechnung der Veränderungsräume müssen die Resultate von zwei beliebigen Zeitpunkten eines Moduls als Inputdaten benutzerdefiniert angegeben werden.

Da die Zellen in den verschiedenen Modulresultaten unterschiedliche Maximalwerte enthalten, werden die Daten zuerst über einen Index normiert, um eine Vergleichbarkeit der Veränderungsräume zwischen den verschiedenen Modulen zu ermöglichen.

Der Veränderungsraum wird durch Subtraktion berechnet:

$$V_{a-b} = M_a - M_b,$$

wobei:

V_{a-b} : Veränderungsraum zwischen den Jahren a und b

M_a : Modulresultat für das Jahr a (tiefere Jahreszahl)

M_b : Modulresultat für das Jahr b (höhere Jahreszahl)

Die Zellenwerte im Resultat werden gemäss Tabelle 19 interpretiert und indexiert:

Zellenwert	Interpretation	Indexierung
$V_{a-b} = M_a$	Das Objekt ist vollständig verschwunden	900
$V_{a-b} = -M_b$	Das Objekt ist komplett neu entstanden	999
$V_{a-b} > 0$	Das Objekt ist kleiner geworden, hat abgenommen oder hat sich zurückgebildet	V_{a-b}
$V_{a-b} < 0$	Das Objekt ist grösser geworden, hat zugenommen oder hat sich stärker entwickelt	V_{a-b}
$V_{a-b} = 0$	Es fand keine Veränderung statt	0

Tabelle 19: Interpretation und Indexierung der Resultate des Moduls CHANGE.

Innerhalb eines Moduls können die Veränderungsräume zwischen verschiedenen Zeitabschnitten berechnet werden. Die CHANGE-Resultate selber können wieder als Inputdaten verwendet werden. Die Berechnung der Veränderungsräume der Veränderungsräume ermöglicht Interpretationen hinsichtlich Geschwindigkeit und Beschleunigung der ablaufenden Veränderungen sowie über das räumliche Vorkommen und Muster der stärksten Veränderungen.

5.3.15 Problemräume (PROBLEM)

Als Problemräume werden Orte bezeichnet, wo unterschiedliche, miteinander nicht vereinbare Nutzungsansprüche auftreten oder die gestellten Nutzungsansprüche nicht an die dort herrschenden Bedingungen oder vorkommenden Landschaftsobjekte angepasst sind. Konkret ergeben sich Problemräume, wenn sich die von einem Naturgefahrenprozess betroffene Fläche mit einer bestehenden Infrastruktur überschneidet

oder wenn die Landschaftsattraktivität an Orten abnimmt, die für den Tourismus von Bedeutung sind.

Für die Berechnung jener Problemräume, welche auf der Überschneidung zwischen einem Naturgefahrenprozess und der Infrastruktur basieren, müssen die Infrastrukturdaten zuerst in ein Raster transformiert und gemäss Tabelle 20 indexiert werden. Ein grosser Index weist auf ein grosses Schadenpotential der entsprechenden Infrastruktur hin.

Art der Infrastruktur	Index
Fuss- und Wanderwege	1
Waldstrassen	2
Intensiverholungsgebiet	2
Materialabbau und -verwertung	2
Materialabbau	2
Touristische Transportanlagen	3
Inertstoffdeponie	3
Reaktordeponie	3
Umladestelle für Siedlungsabfälle	3
Bahnlinie	4
Strassennetz	4
Siedlungsgebiet	5
Abwasserreinigungsanlage	5

Tabelle 20: Die zur Berechnung der Problemräume verwendeten Infrastrukturdaten sowie ihre Indexierung bezüglich ihres Schadenpotentials.

Beim Starten des Moduls PROBLEM muss entschieden werden, mit welchem Prozessmodul-Resultat (Murgang, Eislawine, Steinschlag oder Felssturz) gerechnet werden soll. Um eine Vergleichbarkeit der Problemräume zwischen den verschiedenen Prozessmodulen zu erreichen, werden die Werte des Inputs so normiert, dass der Maximalwert 100 ist.

Anschliessend wird die Berechnung folgendermassen ausgeführt:

$$P_a = I + M_a,$$

wobei:

P_a : Problemraum für das Jahr a

I: Infrastruktur

M_a : Resultat eines Prozessmoduls für das Jahr a

Überall, wo zwischen dem Naturgefahrenprozess und der Infrastruktur keine Überschneidung auftritt, liegt kein Problemraum vor und den entsprechenden Zellen wird der Wert 0 zugewiesen. Die Grösse der Zellenwerte im Resultat erlaubt eine Interpretation der Wahrscheinlichkeit, dass die entsprechende Zelle vom Ereignis betroffen

fen wird und gleichzeitig der Grösse des Schadenpotentials der dort vorhandenen Infrastruktur.

Die Berechnung der Problemräume, welche durch eine abnehmende Landschaftsattraktivität entstehen, setzen voraus, dass mit dem Modul CHANGE bereits die Veränderung der Landschaftsattraktivität berechnet wurde. Diejenigen Zellen, welche eine abnehmende Attraktivität aufweisen und denen gleichzeitig bezüglich Eignung oder Sichtbarkeit (5.3.13) eine Bedeutung zukommt, werden als Problemraum ausgeschieden. Die Grösse ihres Zellenwerts erlaubt eine Interpretation über das Ausmass der Abnahme der Attraktivität sowie über die Bedeutung der entsprechenden Stelle bezüglich Eignung oder Aussichtspunkt.

5.4 Synthese

Die Module werden in Temperatur-Reaktionsmodule, Dispositionsmodule, Prozessmodule, Interpretationsmodule und Veränderungsmodule unterteilt.

Zu den Temperatur-Reaktionsmodulen zählen GLETSCHRÜCK, PERMAQUANT, ROCKFROST, VEGIKART und SOIL. Sie alle simulieren die Verbreitung oder das Vorkommen eines Landschaftselementes in Abhängigkeit von der Temperatur. Ihre Resultate sind klimabedingte Szenarien, bilden die Grundlagen für die Dispositions- und Interpretationsmodule und beeinflussen über die Dispositionsmodule auch die Prozessmodule. Die Temperatur-Reaktionsmodule GLETSCHRÜCK, PERMAQUANT und ROCKFROST verwenden keine anderen Modulresultate als Inputdaten und stehen somit am Anfang der gesamten Synthese.

Die Dispositionsmodule umfassen das MURDISP und EISDISP. Auch die Module SEDIINDEX und VORSEE zählen zu den Dispositionsmodulen, obwohl sie nicht direkt eine Naturgefahrdisposition berechnen. Sie basieren jedoch auf Resultaten der Temperatur-Reaktionsmodule und liefern für die Berechnung insbesondere des MURDISP wichtige Zwischenresultate wie Gletscherseen oder schuttbedeckte Gletschervorfelder. Die Resultate der Dispositionsmodule bilden eine Abschätzung über heutige und zukünftige Dispositionsmuster. Ihre Resultate fliessen als Startpunkte in die Prozessmodule ein.

Die Prozessmodule MURGANG, EISLAW und ROCKFALL modellieren die Naturgefahrenprozesse Murgang, Eislawine, Steinschlag und Felssturz. Diese Module berechnen die vom entsprechenden Naturgefahrenprozess betroffene Fläche. Zwar beeinflussen veränderte Temperaturbedingungen die Prozessmodellierung selber nicht, trotzdem sind ihre Resultate temperaturabhängig, da das veränderte Dispositionsmuster ihre Startpunkte festlegt. Die Prozessmodule können aber auch für ein Einzelereignis von einem benutzerdefinierten Punkt aus gestartet werden.

Die Module ATTRAC und PROBLEM werden als Interpretationsmodule bezeichnet. Sie arbeiten mit Resultaten aus den Temperatur-Reaktions-, Dispositions- und Prozessmodulen. Während die Dispositions- und Prozessmodule Naturgefahrenprozesse zum Inhalt haben, findet bei den Interpretationsmodulen eine Wertung aus der Sicht des Menschen statt. Die Resultate der Interpretationsmodule liefern Aussagen über die Landschaftsattraktivität insbesondere für den Sommertourismus sowie über Problemräume. Die Problemräume befinden sich dort, wo ein Naturgefahrenprozess auf eine bestehende Infrastruktur oder Nutzung trifft oder wo die Landschaftsattraktivität

abnimmt. Diese Resultate stehen am Ende der Synthese und fließen, ausser in die Veränderungsmodule, in keine weiteren Berechnungen mehr ein.

Das Veränderungsmodul CHANGE vergleicht die Resultate eines Moduls zwischen zwei bestimmten Jahren und liefert als Resultat Flächen, welche zwischen den zwei Zeitpunkten eine Veränderung erfahren werden. Beispielsweise kann durch die Modulresultate von GLETSCHRÜCK aufgezeigt werden, welche Gebiete in den nächsten 50 Jahren vom Gletscher freigegeben werden. Wo in Zukunft neue Gefahrenstellen entstehen und wo bestehende Gefahrengebiete entschärft werden, zeigt ein Vergleich der Resultate aus den Modulen MURGANG, EISLAW und ROCKFALL. Beliebige Kombinationen der Resultate erlauben das Berechnen von unterschiedlichsten Veränderungsräumen. Deshalb ist es sinnvoll, die Resultate analog zu den übrigen Modulen in Temperaturreaktions-, Dispositions-, Prozess- und Interpretations-Veränderungsräume zu gruppieren. Da sich jedes CHANGE-Resultat auf eine bestimmte Zeitspanne bezieht, erlaubt ein Vergleich dieser Resultate untereinander eine Aussage über die Veränderung der Veränderungsräume respektive die Beschleunigung der Veränderungen während zwei verschiedenen Zeitspannen. Abbildung 17 erklärt die in den Synthese-Abbildungen verwendeten Symbole und Farben. Abbildung 18 vermittelt einen Überblick über die verschiedenen Module sowie ihre Verknüpfungen.

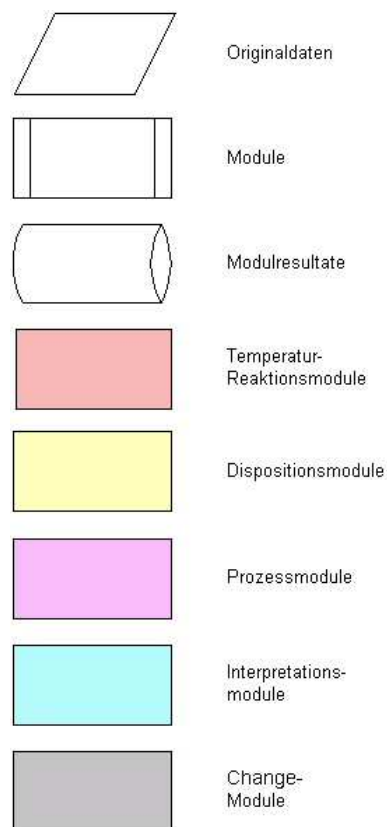


Abbildung 17: Legende zu den Synthese-Abbildungen.

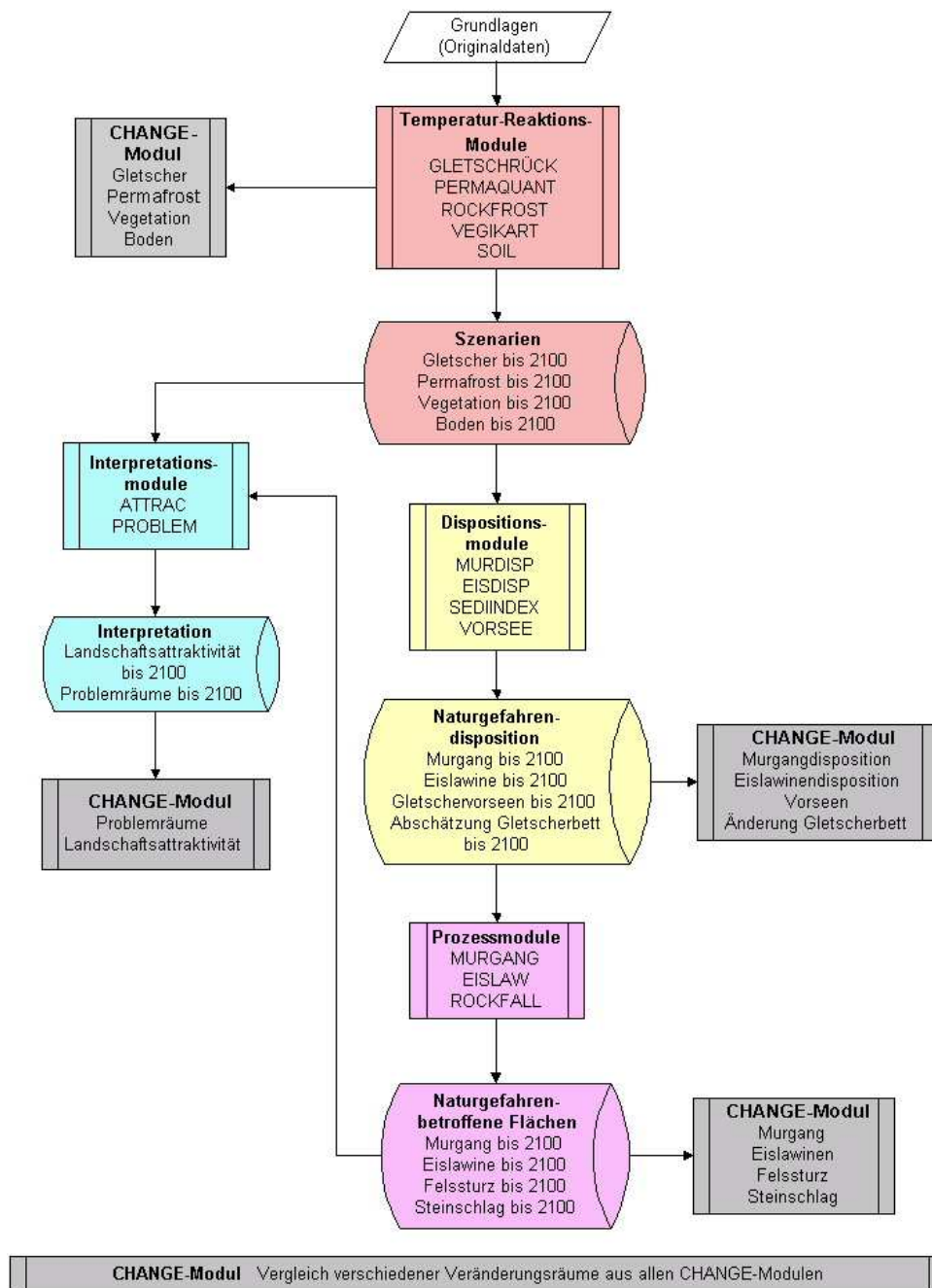


Abbildung 18: Gesamtübersicht der Synthese im GISALP.

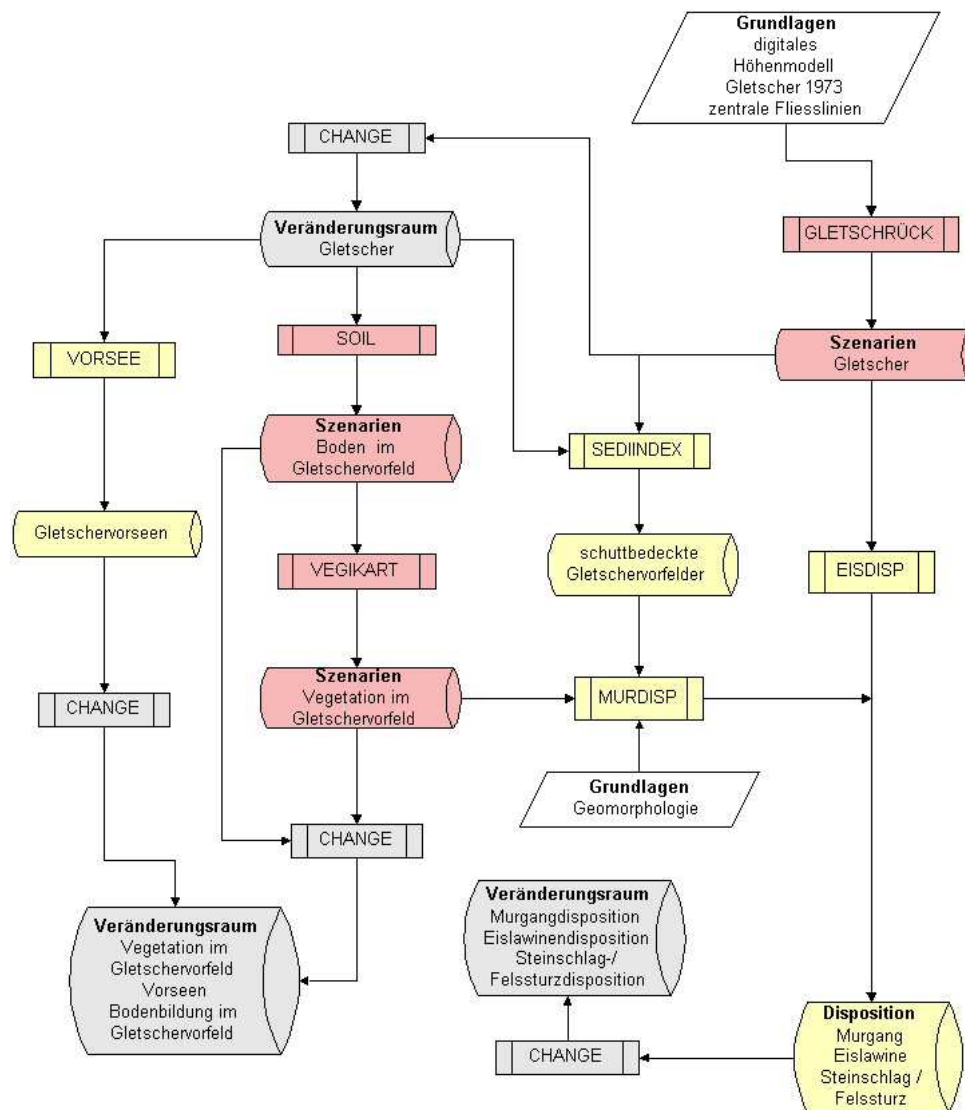


Abbildung 19: Datenflussdiagramm, ausgehend von den Gletschern resp. den Gletscherszenarien.

Abbildung 19 zeigt den Einfluss der Gletscher und der Gletscherrückzugsszenarien auf das gesamte System Hochgebirge auf. Die Gletscherszenarien bilden für viele andere Module wichtige Inputdatensätze. Das Modul EISDISP verliert bisherige Dispositionen, weil die betreffenden Stellen eisfrei geworden sind. Das Modul CHANGE berechnet die zukünftigen Gletschervorfelder, die wiederum in die Module VORSEE, SOIL und VEGIKART einfließen. Das Modul SEDIINDEX testet, ob die vom Gletscher freigegebene Fläche vorwiegend durch Lockermaterial oder Fels geprägt ist. Falls es sich um ein Felsbett handelt, kann an dieser Stelle das Prozessmodul ROCKFALL angewendet werden. Dominiert Lockermaterial, kann mit Hilfe der Resultate von SOIL

und VEGIKART für denselben Zeitraum die Bildung von vegetationsfreiem Lockermaterial aufgezeigt werden. Dieses Resultat kann nun in das Modul MURDISP einfließen. Das Modul VORSEE liefert die Entwicklung von neuen Gletscherseen, wobei es die Resultate von GLETSCHRÜCK braucht, um zu überprüfen, ob sich der Gletscher über der betreffenden Stelle bereits zurückgezogen hat.

Bei allen Modulresultaten können mit den CHANGE-Modulen die entsprechenden Veränderungsräume berechnet werden.

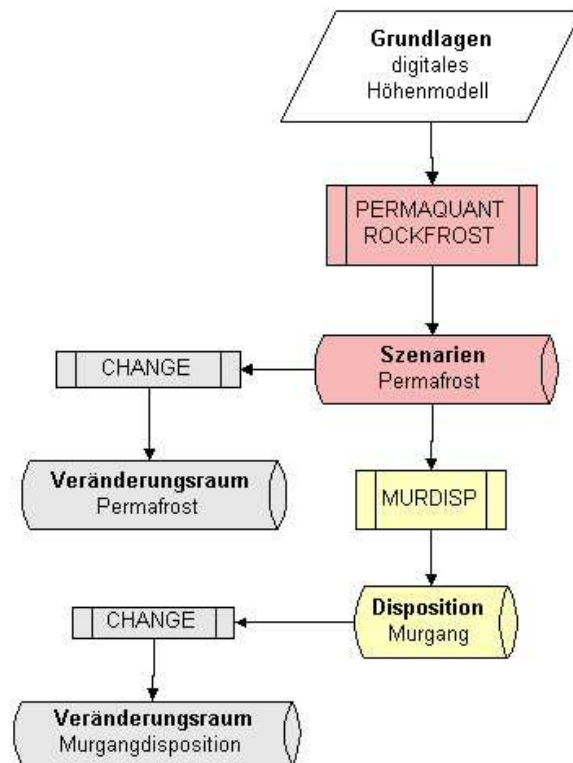


Abbildung 20: Datenflussdiagramm, ausgehend vom Permafrost resp. den Permafrostszenarien.

Wie Abbildung 20 zeigt, basiert die Berechnung der zukünftigen Permafrostverbreitung nur auf dem digitalen Höhenmodell und ist somit unabhängig von sämtlichen Modulresultaten. Die PERMAQUANT-Resultate, welche die Permafrostverbreitung im Lockermaterial abschätzen, bilden eine wichtige Grundlage für die Berechnung der Murgangdisposition. Somit führt eine Veränderung in der Permafrostverbreitung zu einer Dispositionsveränderung beim Murgang. Es ist denkbar, dass die Permafrostverbreitung in Felswänden resp. deren Veränderungsräume einen Einfluss auf die Steinschlag- und Felssturzd disposition ausüben. Weil dieser Zusammenhang im Moment noch nicht quantitativ beschrieben werden kann, wurde er im GISALP nicht umgesetzt.

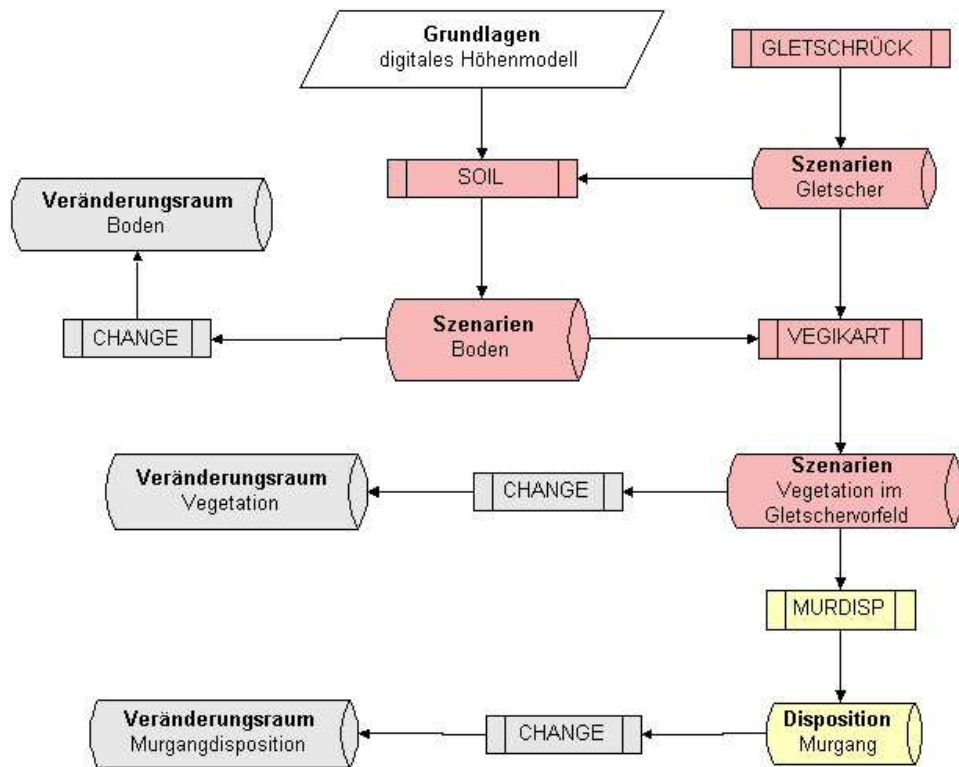


Abbildung 21: Datenflussdiagramm, ausgehend von der Bodenentwicklung im Gletschervorfeld.

Das Modul SOIL (Abbildung 21) ist auf die Resultate von GLETSCHRÜCK angewiesen, um die zukünftigen Gletschervorfelder sowie die Dauer, seit wann ein bestimmter Standort eisfrei ist, zu berechnen. Die Bodenentwicklung beeinflusst die Besiedlung des Gletschervorfeldes durch die Vegetation. Deshalb gehen die SOIL-Resultate als Inputdaten ins Modul VEGIKART. Da die VEGIKART-Resultate die Murgangdisposition beeinflussen, üben auch die SOIL-Resultate darauf einen indirekten Einfluss aus.

Wie in Abbildung 22 ersichtlich ist, wird das Modul MURDISP von mehreren anderen Modulresultaten beeinflusst und greift auf zahlreiche Originaldaten zu. Bei den Originaldaten müssen der Wald, die Vegetation und die Gletscher als klimasensitiv bezeichnet werden, diesem Umstand kann aber nur das Modul GLETSCHRÜCK für das gesamte Untersuchungsgebiet und das Modul VEGIKART für das Gletschervorfeld Morteratsch Rechnung tragen. Der Wald und die Vegetation im übrigen Oberengadin müssen bis 2100 als unverändert angesehen werden. Dass das MURDISP bis 2100 Änderungen erfährt, hängt mit den Resultaten der Module PERMAQUANT, GLETSCHRÜCK, SEDIINDEX, SOIL und VEGIKART zusammen. Das PERMAQUANT liefert die unteren Gebiete der Permafrostverbreitung, wo mit einer grossen Auftauschicht gerechnet werden muss. Die Resultate aus GLETSCHRÜCK und

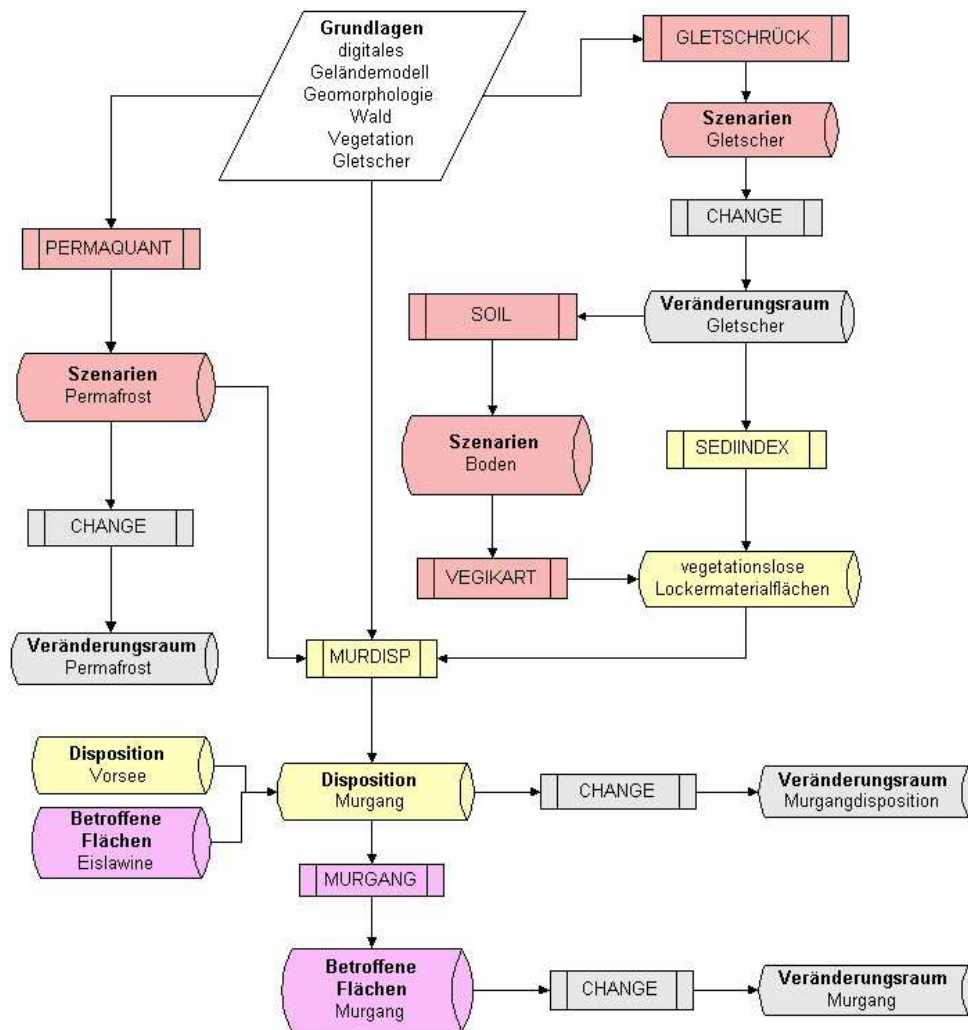


Abbildung 22: Übersicht über die Faktoren, welche die Murgangdisposition beeinflussen.

SEDIINDEX erlauben die Selektion der zukünftigen, sedimentbedeckten Gletschervorfelder. Dank den Modulen SOIL und VEGIKART kann für das zukünftige Gletschervorfeld Morteratsch bestimmt werden, welche Gebiete vegetationsfrei sind. Zusammengefasst kann gesagt werden, dass die Anwendung der Module GLETSCHRÜCK, SEDIINDEX, SOIL und VEGIKART die Abschätzung von vegetationslosen Lockermaterialflächen in zukünftigen Gletschervorfeldern ermöglicht.

Als Murgangauslösung kommt auch das Überschwappen eines Gletschersees in Frage, das durch eine Eislawine ausgelöst werden kann. Somit können auch Seen, welche sich in potentieller Reichweite einer Eislawine befinden, als Murgangdisposition bezeichnet werden. Diese Orte fließen zwar nicht automatisch ins MURDISP mit

ein, können aber durch Anwendung des EISLAW und anschliessendem Vergleich mit den VORSEE-Resultaten gefunden werden (vergleiche Kapitel 6.3.2 und 6.4.3).

Die MURDISP-Resultate können direkt als Startgebiete vom Modul MURGANG verwendet werden. Dieses Ergebnis zeigt alle Flächen, die theoretisch und unter Annahme des schlimmstmöglichen Murgangereignisses sowie unter Berücksichtigung aller potentieller Murganganrissgebiete gefährdet sind und kann als Entscheidungshilfe bei der Gefahrenplanung zum Einsatz kommen.

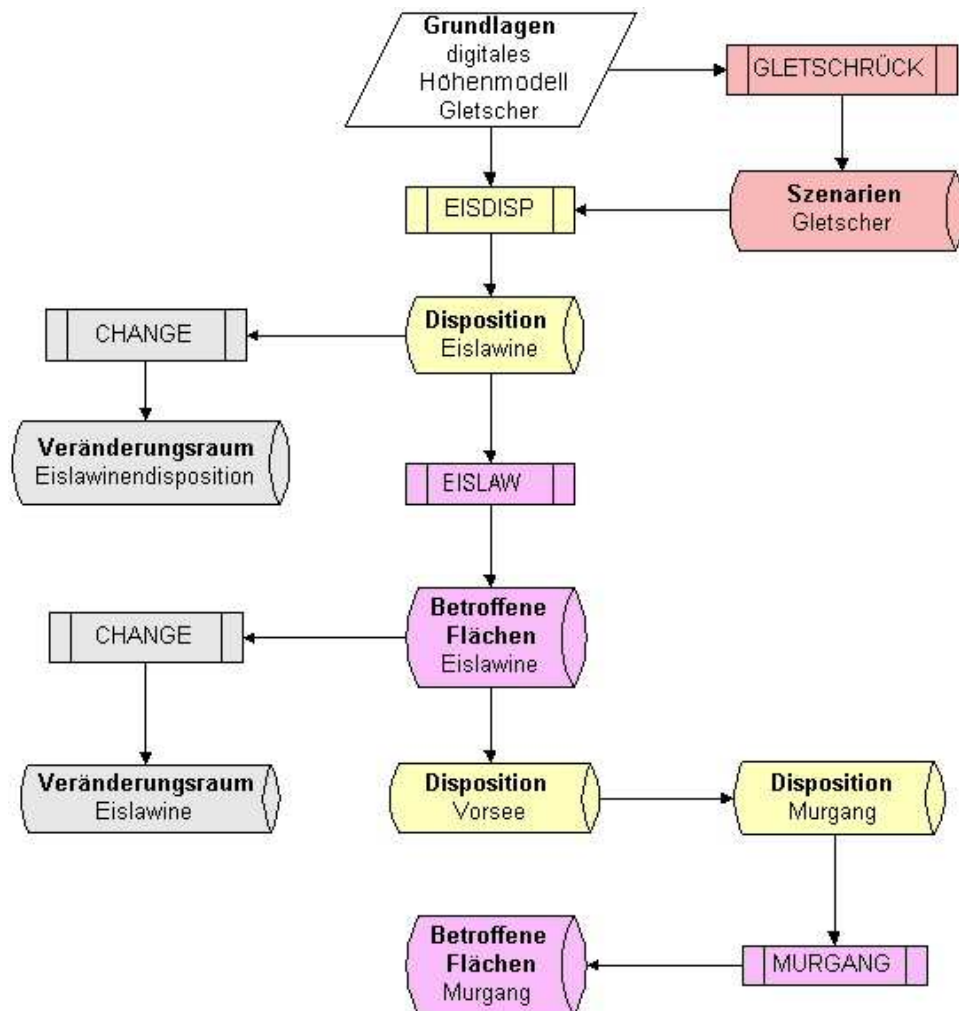


Abbildung 23: Übersicht über die Faktoren, welche die Eislawinendisposition beeinflussen.

Die Eislawinendisposition wird in erster Linie durch das digitale Höhenmodell bestimmt (Abbildung 23). Unter Verwendung der GLETSCHRÜCK-Resultate werden

diejenigen Stellen vom Resultat ausgeschlossen, an denen sich der Gletscher bereits zurückgezogen hat.

Sämtliche Dispositionsgebiete können als Startgebiete ins Modul EISLAW einfließen und somit alle maximal möglichen Gebiete berechnen, die potentiell von einer Eislawine betroffen sein könnten. Ein Vergleich dieser Resultate mit den Gletscherseen erlaubt das Auffinden neuer Murgangstartgebiete unter der Voraussetzung, dass die Eislawine ein Überschwappen des Sees verursacht und das darunterliegende Gletscherbett für die Bildung eines Murgangs genug steil und sedimentbedeckt ist (Huggel, 2004; Huggel et al., 2004a). In diesem Fall kann am Auslauf des Sees das Modul MURGANG gestartet werden.

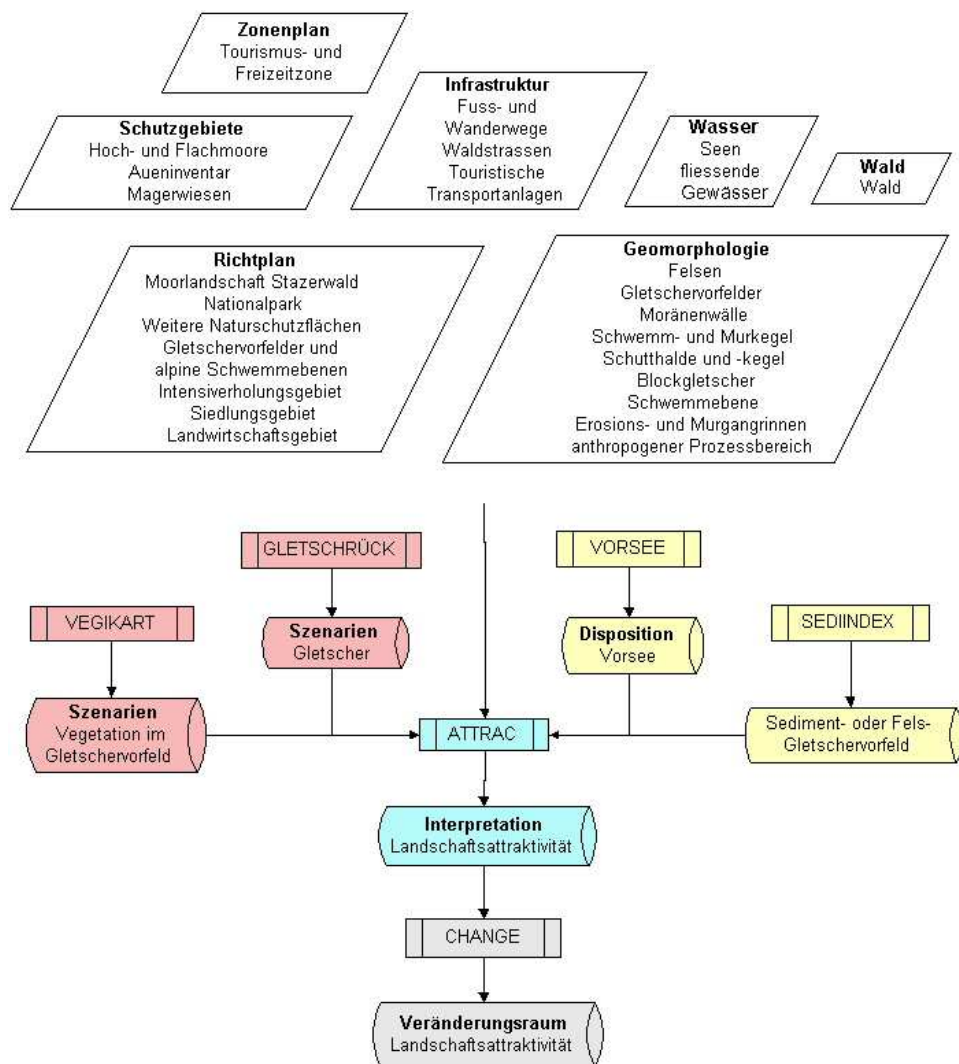


Abbildung 24: Übersicht über Faktoren, welche die Landschaftsattraktivität beeinflussen.

Das Modul ATTRAC verarbeitet eine grosse Menge an Originaldaten und greift auf die Resultate von vier anderen Modulen zu (siehe Abbildung 24). Dadurch kann es als Synthese-Modul bezeichnet werden. Es werden Daten aus unterschiedlichster Herkunft zusammen verarbeitet. Durch die Verwendung von Daten aus dem Zonen- und Richtplan fliesst die Raumplanung in die Abschätzung der Landschaftsattraktivität mit ein. Über die Schutzgebiete, die Infrastruktur und die Waldflächen greift ATTRAC auf weitere Kantonsdaten zu. Die Seen und fliessenden Gewässer wurden aus der Landeskarte 1:25'000 gewonnen und die Geomorphologiedaten stammen vom Geographischen Institut der Universität Zürich.

Veränderungen der Gletscher sowie in den Gletschervorfeldern beeinflussen die Landschaftsattraktivität, sodass die Modul-Resultate von GLETSCHRÜCK, VEGIKART, VORSEE und SEDIINDEX ins ATTRAC einfließen. Zieht sich der Gletscher zurück, entscheidet das Modul SEDIINDEX, ob das neue Gletschervorfeld zu den Felsgebieten oder Schuttgebieten gerechnet wird. In jedem Fall findet an dieser Stelle ein Verlust der Landschaftsattraktivität statt. Hat sich im neuen Gletschervorfeld die Vegetation bereits etablieren können oder hat sich dort ein See gebildet, wirkt sich das positiv auf die Attraktivität aus.

Die Gletschervorfelder sind die einzigen Orte, wo sich bis 2100 gemäss ATTRAC Veränderungen in der Landschaftsattraktivität abspielen. Zukünftige Veränderungen in der Raumplanung oder bei der Infrastruktur, wie beispielsweise die Erweiterung eines Skigebietes oder die Ausscheidung eines neuen Schutzgebietes, werden das ATTRAC-Resultat ebenfalls beeinflussen, es ist im Rahmen des GISALP jedoch nicht möglich, solche zukünftigen Entscheidungen aus der Politik mit einem Modul automatisch abzuschätzen. Jedoch liefern die Module Grundlagen für allfällige Entscheidungen.

Das Modul PROBLEM berechnet die Problemräume (siehe Abbildung 25). Dabei wird dort ein Problemraum ausgeschieden, wo eine Infrastruktur von einem Naturgefahrenprozess betroffen wird oder wo die Landschaftsattraktivität abnimmt.

Das Modul PROBLEM greift auf sämtliche Infrastrukturdaten zu, die vom Kanton zur Verfügung gestellt wurden. Diese Daten werden mit den Resultaten der Prozessmodule verschnitten. Die Orte mit abnehmender Landschaftsattraktivität werden aus den Modulen ATTRAC und CHANGE gewonnen.

Die Resultate des Moduls PROBLEM können als das Ende der Kette bezeichnet werden, da kein weiteres Modul mehr auf sie zugreift.

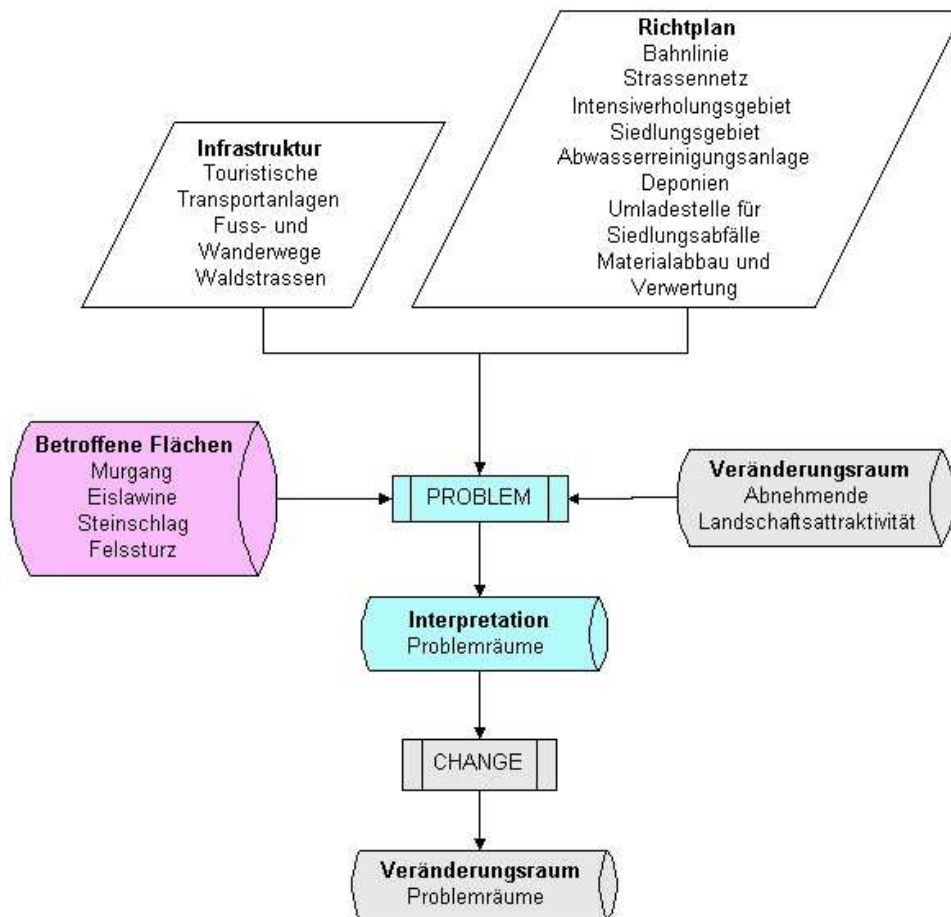


Abbildung 25: Übersicht über die Entstehung und Beeinflussung von Problemräumen.

5.5 Applikationsdesign

ÜBERSICHT

Die Benutzeroberfläche soll ein Werkzeug darstellen, mit dessen Hilfe möglichst effizient und einfach auf die Daten und Modulresultate zugegriffen werden kann und somit den Einsatz des GISALP in der Praxis ermöglicht. Die Oberfläche ist möglichst selbsterklärend aufgebaut, sodass nach einem halben Tag Schulung effizient damit gearbeitet werden kann. Die Module können nicht aus der Benutzeroberfläche heraus gestartet werden, da für die Interpretation einiger Resultate Expertenwissen erforderlich ist und die Resultate graphisch aufbereitet werden müssen, um eine leserliche und verständliche Darstellung gewährleisten zu können. Es sind jedoch möglichst viele Modulresultate integriert.

VISUALISIERUNGEN

Die Originaldaten sind über Menüs, thematisch gruppiert, als Karten abrufbar. Beispielsweise enthält die Karte „Wasser und Eis“, welche unter dem Menü „Umwelt“ abrufbar ist, die Daten über das Gewässernetz sowie die Gletscher. Diese Karten können vom Benutzer verändert werden, indem die Möglichkeit besteht, die Sichtbarkeit einzelner Datensätze auszuschalten, weitere Daten zur Karte hinzuzufügen oder den Kartenausschnitt durch Zoomen, Eingabe einer Massstabszahl oder Verschieben beliebig zu wählen.

Die Modulresultate können über das Menü „Module“ der Karte hinzugefügt werden. Über Dialogfenster können die gewünschten Modulresultate und Zeitpunkte ausgewählt werden. Durch Hinzufügen der Resultate eines Moduls für verschiedene Zeitpunkte kann in einer Karte eine Zeitreihe zusammengestellt werden.

Sogenannte Hotspots, in der Karte durch rote Sterne gekennzeichnet, zeigen beim Anklicken weitere Informationen an, beispielsweise ein Foto, Modulresultate bei konkreten Ereignissen von Naturgefahrenprozessen oder Messdaten.

WERKZEUGE

Das „Informations-Werkzeug“ ermöglicht durch Anklicken eines Objekts in der Karte den Zugriff auf der Attributtabelle und somit zu sämtlichen Sachinformationen, welche über das entsprechende Objekt vorliegen. Für die Abfrage der Daten des Nutzungsplans stehen spezielle Werkzeuge zur Verfügung.

Das „Such-Werkzeug“ beinhaltet ein Dialogfeld zur Eingabe eines Begriffs. Wird dieser Begriff in der Attributtabelle gefunden, erscheint das dazugehörige Objekt markiert im Zentrum der Karte.

Es ist möglich, Text und Graphikelemente (Punkte, Linien, Flächen) in die Karte einzufügen, die jedoch keine Attributwerte mit weiteren Informationen enthalten. Es stehen Werkzeuge zur Verfügung, um diese Graphikelemente zu verschieben, vergrößern oder verkleinern, ihre Form zu ändern oder sie wieder zu löschen.

Über das Menü „Bearbeiten“ kann das „DigiTool“ aufgerufen werden. Dieses Dialogfenster stellt dem Benutzer Werkzeuge zur Verfügung, um selber einen Datensatz zu erstellen, die gewünschten Objekte zu digitalisieren, die dazugehörigen Sachinformationen in die Attributtabelle einzugeben und den neuen Datensatz zur Karte hinzuzufügen.

Mit Hilfe des „LayoutBuilders“ können druckfertige Karten zusammengestellt und gestaltet werden. Mehrere Dialogfenster erlauben die Eingabe der nötigen Kartenbeschriftungen sowie die Auswahl einer Layoutvorlage. Mit diesen Angaben wird eine druckfertige Karte inklusiv Legende und Massstab zusammengestellt. Je nach Wunsch kann diese Karte in ein Bildformat wie beispielsweise JPEG exportiert werden.

ANALYSEN

Die Analysefunktionen ermöglichen es, benutzerdefinierte Veränderungs- oder Problemräume zu berechnen. Ein Dialogfenster ermöglicht die Wahl von einem Modul und zwei verschiedenen Zeitpunkten zur Berechnung des entsprechenden Verände-

rungsraums. Es können auch bestehende Veränderungsräume untereinander verglichen werden, wodurch Aussagen über die Geschwindigkeit der ablaufenden Veränderungen möglich sind.

AUSBLICK

Bevor die Installation der Oberfläche und ihr Einsatz in der Praxis möglich ist, müssen die Nutzungsbedingungen und –rechte auf die gewünschten Daten und Module abgeklärt und vertraglich geregelt werden. In Zusammenarbeit mit den Benutzern in der Praxis kann auf ihre Wünsche und Anregungen eingegangen werden, um die Oberfläche optimal auf ihre Bedürfnisse anzupassen und weiterzuentwickeln.

6 Fallbeispiele

6.1 Einführung

In diesem Kapitel werden einige ausgewählte Modulresultate vorgestellt sowie ihre Aussagekraft und Abhängigkeit von anderen Modulresultaten an konkreten Beispielen besprochen. Die Resultate der Module GLETSCHRÜCK und MURDISP werden für das gesamte Oberengadin angeschaut. Die Resultate des Moduls SOIL werden am Beispiel des Gletschervorfelds Morteratsch dargestellt. Das Modul EISLAW konnte mit drei tatsächlich eingetretenen Eislawinenereignissen verglichen werden. Eine Kombination der Module untereinander erlaubte hier die Abschätzung möglicher Konsequenzen dieser Eislawinen, falls sie sich im Jahr 2100 ereignen würden. Die Grenzen des Moduls GLETSCHRÜCK werden am Beispiel des Roseggletschers sowie des Biancograts aufgezeigt. Anhand von Beobachtungen während des Hitzesommers 2003 wird die Klimasensitivität der Landschaftsattraktivität aufgezeigt und mit den ATTRAC-Resultaten verglichen.

6.2 Gletscherrückzug und Murgangdisposition

Das Modul GLETSCHRÜCK wurde auf die 45 grössten Gletscher im Oberengadin angewendet. Als kleinster Gletscher wurde der Vadret Muragl mit einer Fläche von 0.14 km² berücksichtigt. Die Höhe der Gleichgewichtslinie wurde anhand der verwendeten Temperaturszenarien (vergleiche Kapitel 3.1) unter der Annahme eines Anstiegs der Gleichgewichtslinie um 100 m bei einem Temperaturanstieg von 0.7°C (Maisch et al., 1999) abgeleitet (vergleiche Tabelle 21).

Jahr	Temperaturanstieg	Anstieg der Gleichgewichtslinie
2025	+ 0.7°C	+ 100 m
2050	+ 1.6°C	+ 229 m
2075	+ 2.45°C	+ 350 m
2100	+ 3°C	+ 429 m

Tabelle 21: Die im GLETSCHRÜCK verwendeten Temperatur- und Gleichgewichtslinien-Anstiegsszenarien.

Verfolgt man die Anzahl Gletscher im Abstand von 25 Jahren bis 2100, kann das von Maisch et al. (1999) beschriebene Gletschersterben bestätigt werden (siehe Kapitel 3.3.2 und Abbildung 6). Es wird zwischen 2025 und 2075 stattfinden, wie in Abbildung 26 dargestellt ist, wobei beachtet werden muss, dass nur die 45 grössten Gletscher berücksichtigt sind.

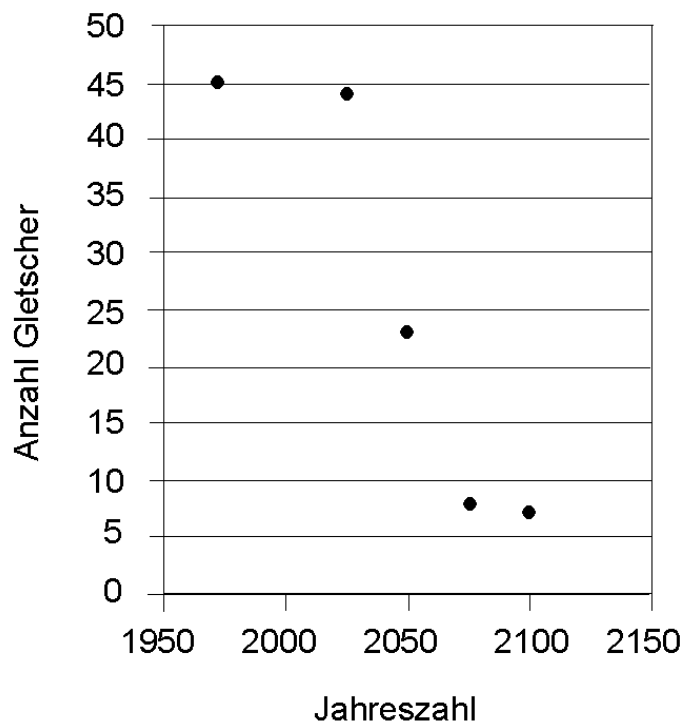


Abbildung 26: Anzahl der noch verbleibenden Gletscher, ausgehend von den 45 grössten Gletschern im Oberengadin.

Tabelle 22 vermittelt einen Überblick über die Summe der Gletscherflächen bis 2100:

	1973	2025	2050	2075	2100
Fläche km ²	53	32	20	13	10

Tabelle 22: Modellerte Entwicklung der Gletscherflächen im Oberengadin, ausgehend von den 45 grössten Gletschern im Jahr 1973.

Die 45 grössten Gletscher werden in diesem Szenario von 1973 bis 2050 eine Fläche von 33 km² und bis 2100 von 43 km² freigeben. Die so entstandenen zukünftigen Gletschervorfelder beeinflussen die Modulresultate von MURDISP, VORSEE, SOIL, VEGIKART und ATTRAC und dürfen deshalb als wichtige Veränderungsräume der Hochgebirgslandschaft bezeichnet werden.

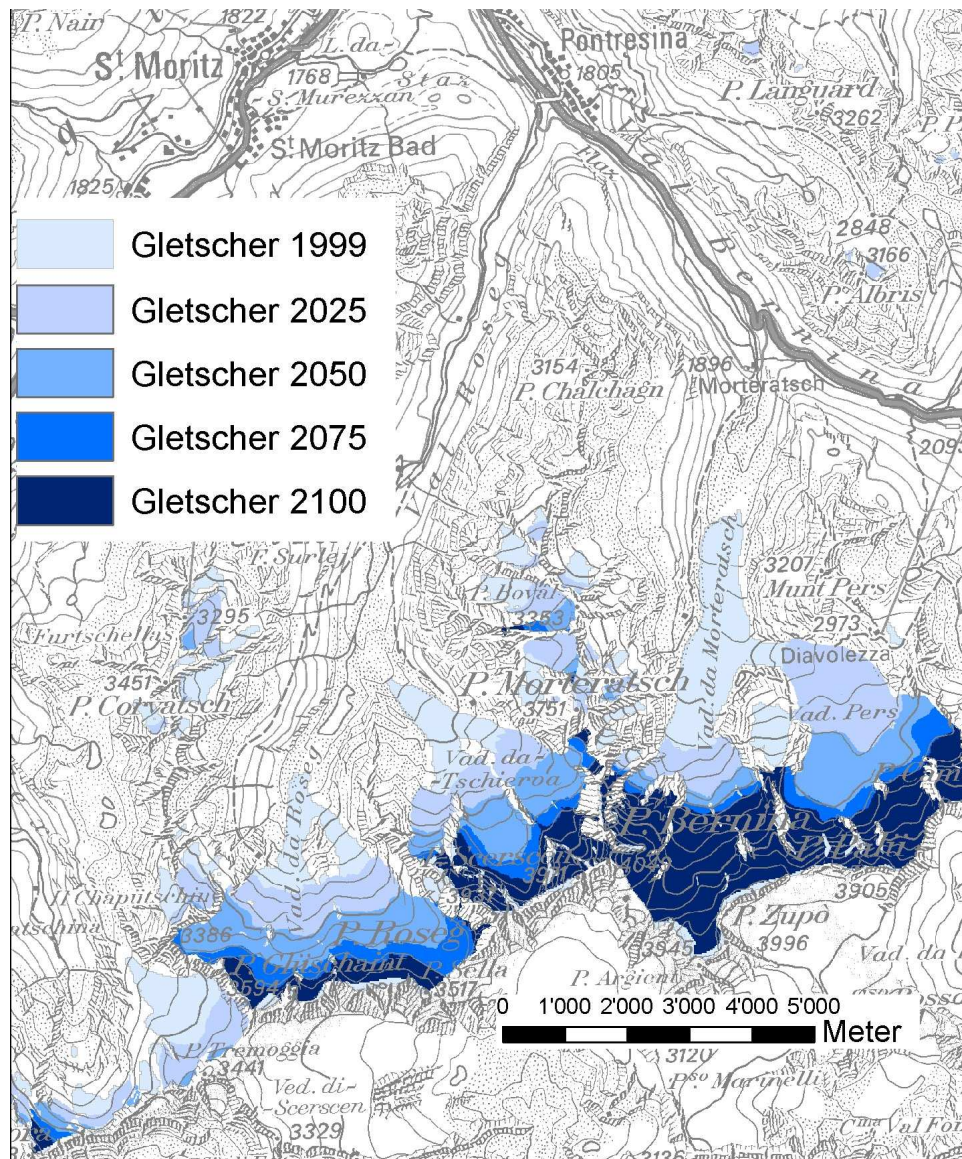


Abbildung 27: Die Resultate des Moduls GLETSCHRÜCK für die Berninagruppe. Bis zum Jahr 2100 werden nur noch die höchstgelegenen Stellen vergletschert und zahlreiche Gletscher ganz verschwunden sein (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo BA068052).

Das Abschmelzen der Gletscher kann die Neubildung von Seen ermöglichen. Wo ein See entstehen wird, verraten die Resultate des Moduls VORSEE, welches die flachen Stellen ausscheidet. Für die Aussage, wann der See entsteht, greift das Modul VORSEE auf die GLETSCHRÜCK-Resultate zu.

Vorsee	2025	2050	2075	2100
Anzahl	3	7	10	10
Fläche km ²	0.06	0.7	1.1	1.1

Tabelle 23: Entwicklung der Gletscherseen im Oberengadin bezüglich Anzahl und Fläche, basierend auf den Resultaten von GLETSCHRÜCK und VORSEE.

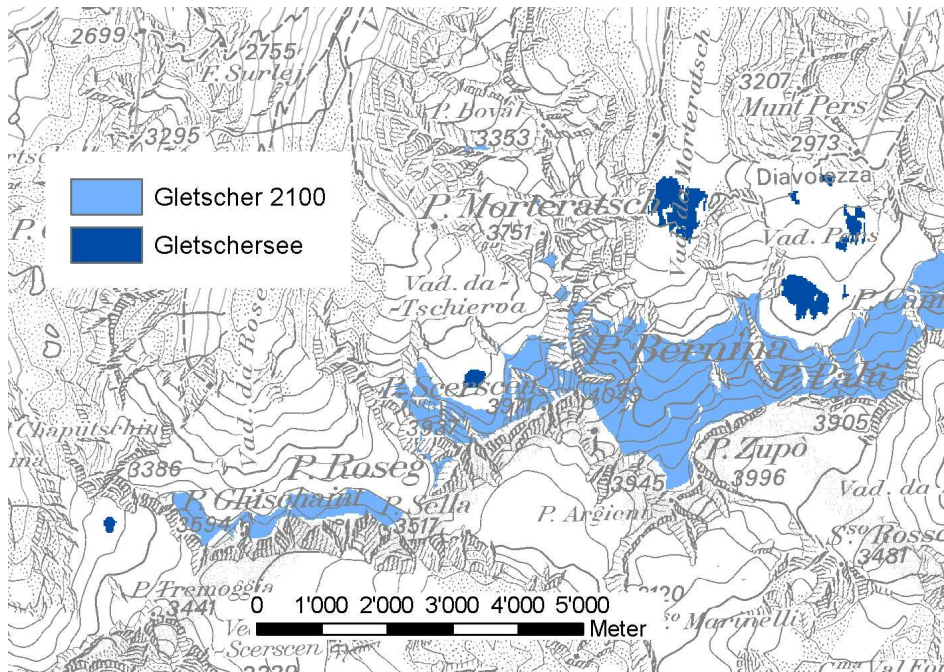


Abbildung 28: Darstellung der Gletscher im Jahr 2100 sowie der bis dann entstandenen Gletscherseen gemäss den Resultaten des Moduls VORSEE (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo BA068052).

Wenn die zukünftigen Gletschervorfelder sedimentbedeckt und genug steil sind, bilden sie neue Murgangdispositionsgebiete (siehe Kapitel 3.10.1). Aufgrund dieser Überlegung wäre in Zukunft mit einer zunehmenden Fläche der Murgangdisposition zu rechnen. Die MURDISP-Resultate, welche einen Index aufweisen, der grösser ist als 30, zeigen jedoch ein anderes Bild (Abbildungen 29-31).

Der Grund dafür ist, dass viele dieser neuen Gletschervorfelder gemäss SEDIINDEX ein Felsbett aufweisen und somit gar nicht ins MURDISP einfliessen. Bis 2050 sind 1.9 km² von insgesamt 33 km² der neuen Gletschervorfelder sedimentbedeckt und weisen die für eine Murgangauslösung vom Hangtyp günstige Neigung zwischen 27° und 41° auf. Bis 2100 erfüllen mit 2.5 km² der insgesamt 43 km² an neuen Gletschervorfeldern nur ein kleiner Teil diese Voraussetzungen, womit festgehalten werden kann, dass durch den Gletscherrückzug nur wenige neue Murgangdispositionsgebiete entstehen.

Dabei muss die Ungenauigkeit in Kauf genommen werden, dass mit der Neigung der Gletscheroberfläche und nicht mit dem wirklichen Gletscherbett gerechnet wird.

Der Grund für die Abnahme der Murgangdispositionsflächen liegt bei den Permafrostverhältnissen. Die Flächen mit einem PERMAQUANT-Index zwischen 43 und 103 üben auf das MURDISP einen bedeutenden Einfluss aus. Dabei handelt es sich um den fleckenhaften und unteren Bereich des flächenhaften Permafrostes, wo eine mächtige Auftauschicht erwartet werden darf. Flächenmässig nimmt dieser Bereich jedoch stark ab, wie Abbildungen 32 und 33 zeigen, wodurch auch die Murgangdispositionsflächen abnehmen. In der Realität darf jedoch nicht mit einem so schnellen Permafrostrückgang gerechnet werden, weil die Wärmediffusion im Boden ein äusserst langsamer Prozess ist und der Permafrost teilweise erst nach einer Reaktionszeit von Jahrzehnten auf wärmere Temperaturen reagiert. Die Resultate des Moduls PERMAQUANT für die Zukunft vermögen nur einen Gleichgewichtszustand des Permafrostes zu berechnen und vernachlässigen seine Reaktionszeit vollständig, was zu einer Unterschätzung der Permafrostverbreitung führt. Somit wird auch die Murgangdisposition in einer deutlich geringeren Masse ausfallen als die hier vorgestellten Resultate zeigen.

Die Vegetationsentwicklung in den neuen Gletschervorfeldern wirkt der Murgangdisposition entgegen, dieser Umstand kann jedoch nur für das Gletschervorfeld Morteratsch berücksichtigt werden, weil das VEGIKART nur für dieses Gebiet angewendet werden kann.

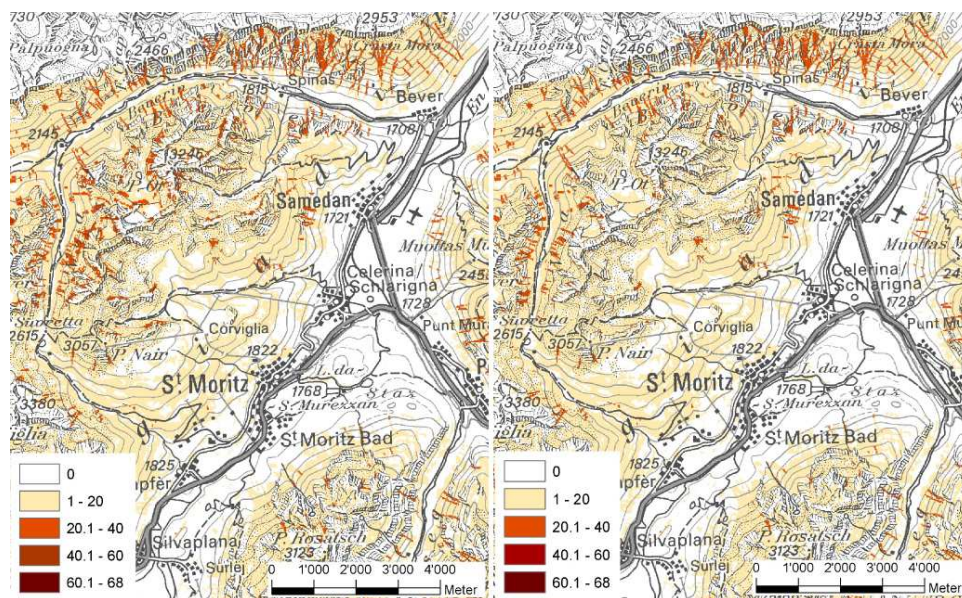


Abbildung 29: Resultate des Moduls MURDISP für die Jahre 2000 (links) und 2100 (rechts) (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo BA068052).

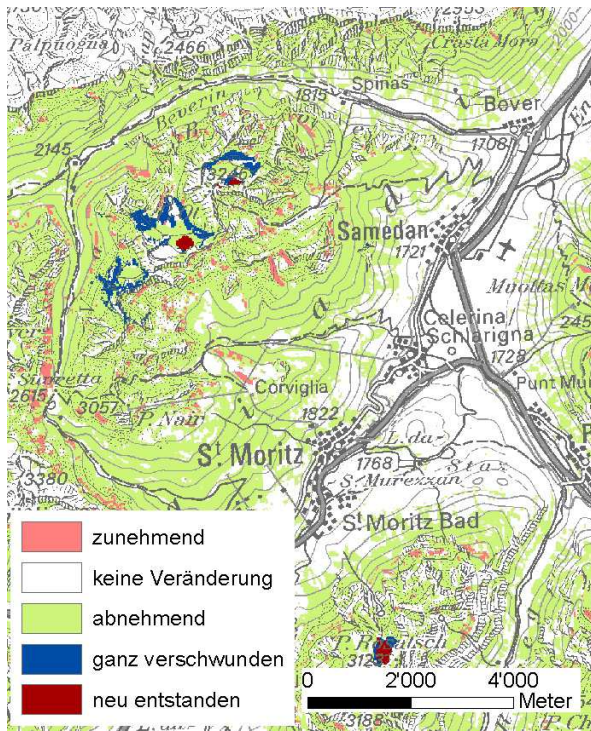


Abbildung 30: Die Resultate des Moduls CHANGE bezüglich der Murgangdisposition zwischen 2000 und 2100 (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo BA068052).

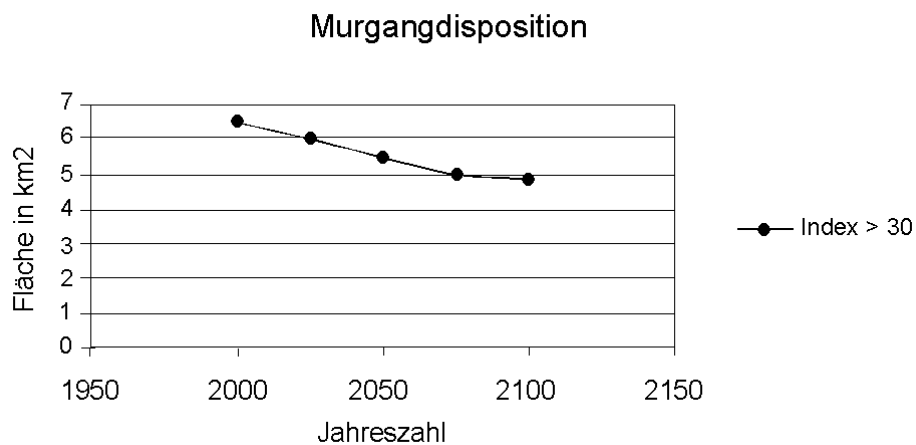


Abbildung 31: Entwicklung der Murgangdispositions-Flächen gemäss MURDISP-Resultaten.

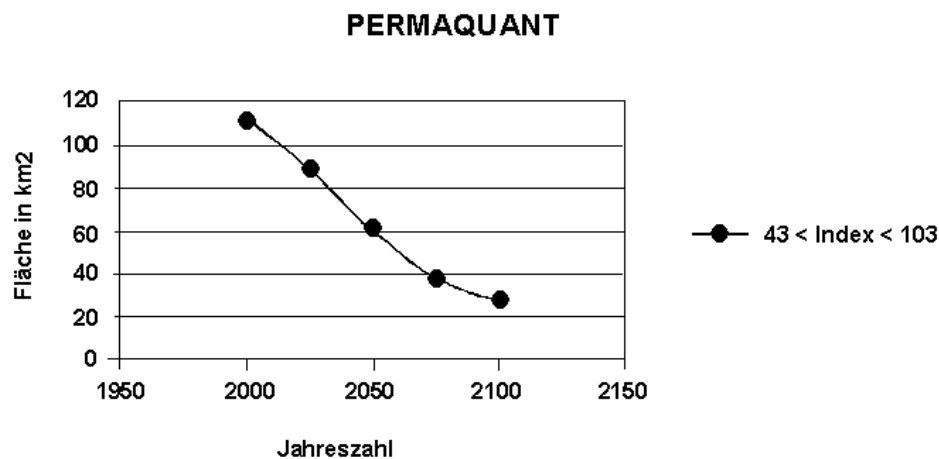


Abbildung 32: Entwicklung der Flächen mit einem PERMAQUANT-Index zwischen 43 und 103, welcher die Murgangdisposition beeinflusst.

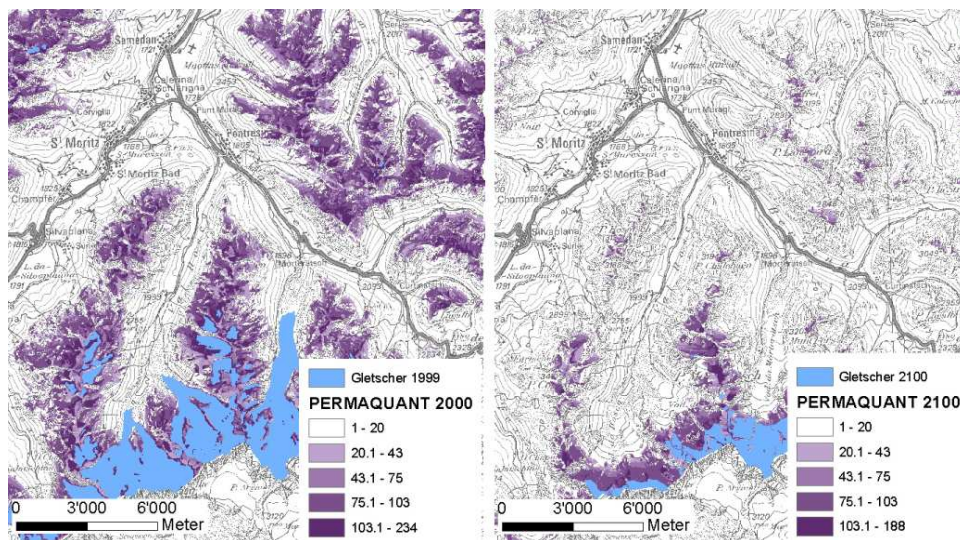


Abbildung 33: Die PERMAQUANT – Resultate für die Jahre 2000 und 2100 (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo BA068052).

6.3 Val Morteratsch

6.3.1 Gletschervorfeld

Kein anderes Gebiet im Oberengadin wird durch die vorhandenen Daten und Module so gut abgedeckt wie das Gletschervorfeld Morteratsch. Insbesondere die Bodenbil-

dung und Vegetationsentwicklung ist nirgendwo im Untersuchungsgebiet so gut erforscht und dokumentiert. Ein Grund dafür ist, dass kein anderes Gletschervorfeld so leicht erreichbar ist, beginnt es doch praktisch bei einem Bahnhof.

Da die Resultate des Moduls GLETSCHRÜCK während der Entwicklung von SOIL und VEGIKART noch nicht zur Verfügung standen, wurden die Gletscherstände von Biegger (2004) verwendet. Sie bilden die Basis für die Berechnung, wie lange eine bestimmte Stelle im Gletschervorfeld schon eisfrei ist (Abbildung 34), was sowohl für die Bodenbildung als auch für die Vegetationsentwicklung eine wichtige Information ist.

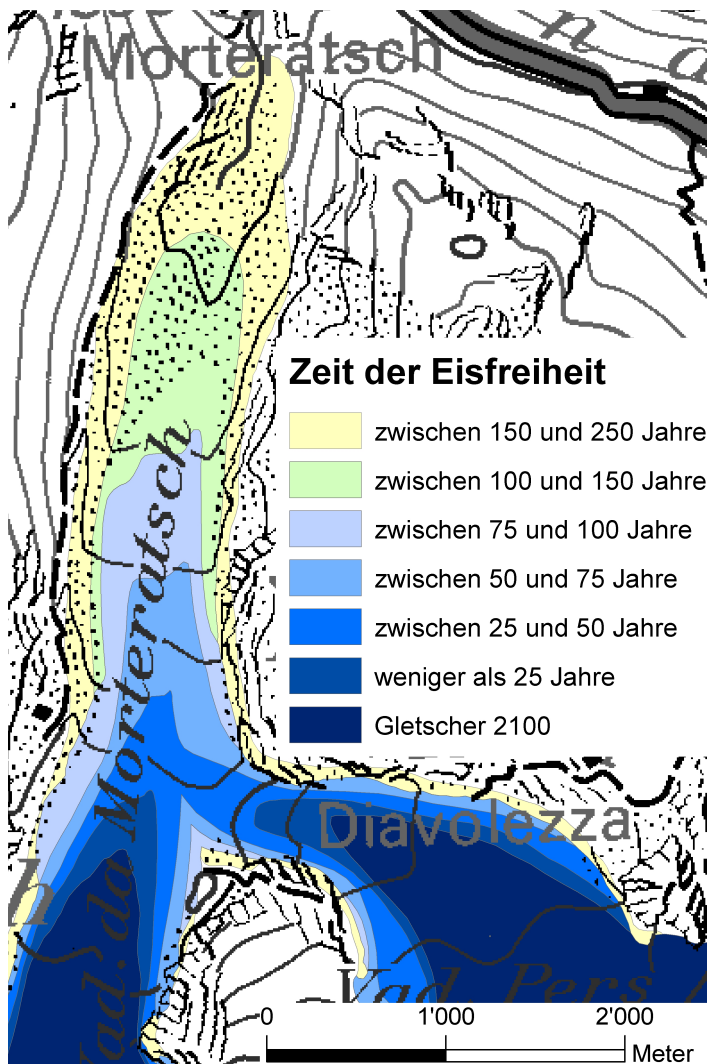


Abbildung 34: Das Gletschervorfeld Morteratsch, eingefärbt nach Anzahl Jahren, wie lange eine bestimmte Fläche im Jahr 2100 eisfrei sein wird (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo BA068052).

Ein Vergleich der SOIL-Resultate für die Jahre 2000, 2050 und 2100 zeigt eine Verschiebung der Bodentypen talaufwärts. Dabei zeichnet das Muster der Bodenentwicklung die Dauer der Eisfreiheit nach, wie in Abbildung 35 ersichtlich ist. Bei alten Böden, also im unteren Bereich des Gletschervorfeldes, dürfen die SOIL-Resultate als realistischer angesehen werden als weiter oben im Gletschervorfeld, wo der Boden noch nicht flächenhaft vorliegt (Wernli, 2005).

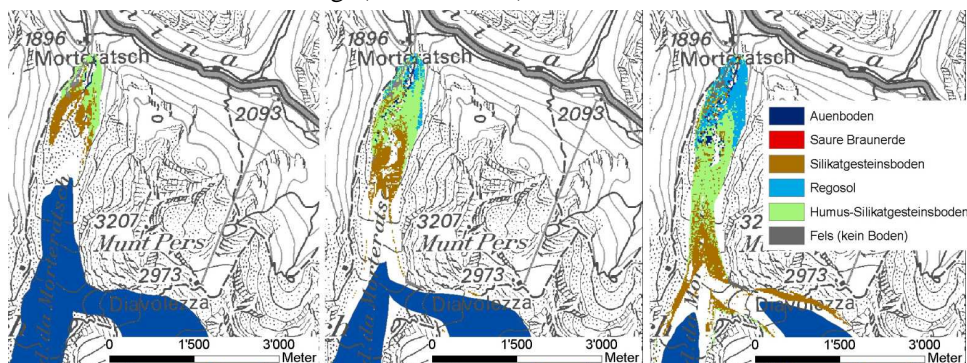


Abbildung 35: Entwicklung der Bodentypen im Gletschervorfeld Morteratsch: links: 2000, Mitte: 2050, rechts: 2100 (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo BA068052).

Nach 50 Jahren Eisfreiheit entwickeln sich die ersten Silikatgesteinsböden und bei einer Eisfreiheit von 80–150 Jahren beginnen sie, in einen Humus-Silikatgesteinsboden überzugehen. Bei einer längeren Eisfreiheit als 150 Jahre und an flachen Stellen mit ausgeglichenen Geländeformen weisen Verwitterungsanzeichen auf die Entwicklung eines Rankers hin. Im Gletschervorfeld, das seit mindestens 100 Jahren eisfrei ist, hat die Bodenbildung das Gletschervorfeld lückenlos erfasst. Im Bereich der flachen Talsohle überschätzt SOIL die Bodenentwicklung jedoch, da diese durch ausschwemmende Effekte des Baches gehemmt wird. Auch im Bereich der steilen Seitenmoränen wird der Boden überschätzt. Diese weisen zwar eine lange Dauer der Eisfreiheit auf, durch ihre Instabilität wird die Bodenbildung jedoch fortlaufend gestört. Um 2100 bildet sich im untersten Teil des Gletschervorfeldes beinahe flächendeckend ein Ranker aus. Zu diesem Zeitpunkt werden im oberen Teil des Vorfeldes Rohböden vorherrschen und ein ähnliches Muster zeigen wie heute im unteren Talabschnitt. Die Lücken im flachen Talboden, wo durch den Einfluss des Baches die Bodenentwicklung verlangsamt ist, werden bis 2100 von einem Auenboden eingenommen. Die Rohböden, die flächendeckend an den steilen Seitenmoränen ausgeschieden werden, müssen als potentielle Bodenvorkommen angesehen werden, da sie sich hier nur bei einer stabilen Grundlage entwickeln würden (Wernli, 2005).

Zusammengefasst kann festgestellt werden, dass im Jahr 2100 das Muster der Bodenentwicklung ähnlich aussieht wie 2000, aber weiter das Tal hinauf verschoben ist (Wernli, 2005).

6.3.2 Eislawine am Piz Palü

Am 15. Mai 2005 (Mitteilung der Diavolezza-Bahn AG) hat sich am Piz Palü eine Eislawine gelöst. Beim Anriss, der sich zwischen dem Ost- und dem Hauptpfeiler

befindet (Abbildung 36), handelt es sich um eine Kombination zwischen Rampen- und Kantentyp (Alean, 1985).

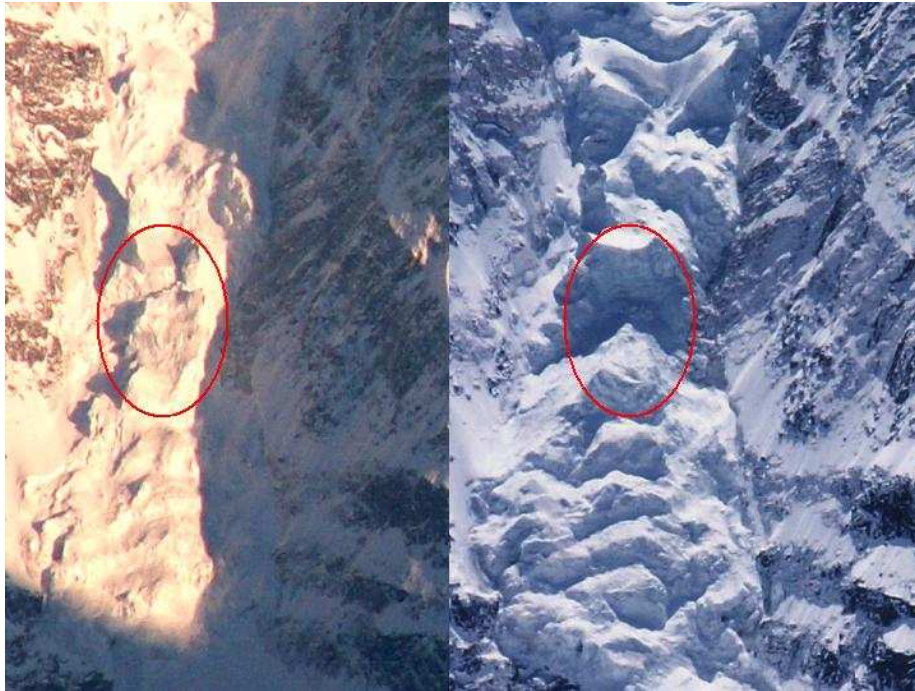


Abbildung 36: Anrissgebiet der Eislawine am Piz Palü. Die linke Aufnahme zeigt die Situation am 8. 5. 05, eine Woche vor dem Ereignis, die rechte Aufnahme entstand am 15. 5. 05 und zeigt dieselbe Stelle nach dem Eisabbruch. Der rote Kreis markiert das Anrissgebiet.

In Tabelle 24 aufgelisteten Zahlen basieren auf Beobachtungen aus der Luft vom 15. 5. 2005 sowie anschliessender Kartierung und Ausmessung des Ereignisses mit Landeskarte und digitalem Höhenmodell. Über eine statistische Beziehung zwischen der Fläche der Ablagerung kann deren Dicke und das Volumen abgeschätzt werden (Alean, 1984). Laut dieser Schätzung ergibt sich für diese Eislawine ein Volumen mit einer Grössenordnung von 10^5 m^3 .

Höchste Stelle im Anrissgebiet	3350 m ü.M.
Neigung im Anrissgebiet	50°
Tiefste Stelle der Ablagerung	2980 m ü.M.
Höhendifferenz	370 m
Horizontaldistanz	774 m
Pauschalgefälle	26°
Fläche der Ablagerung	0.15 km ²

Tabelle 24: Die Daten zur Eislawine am Piz Palü vom Mai 2005.

Abbildung 37 zeigt einen Vergleich der Beobachtungen mit den EISDISP- und EISLAW- Resultaten.

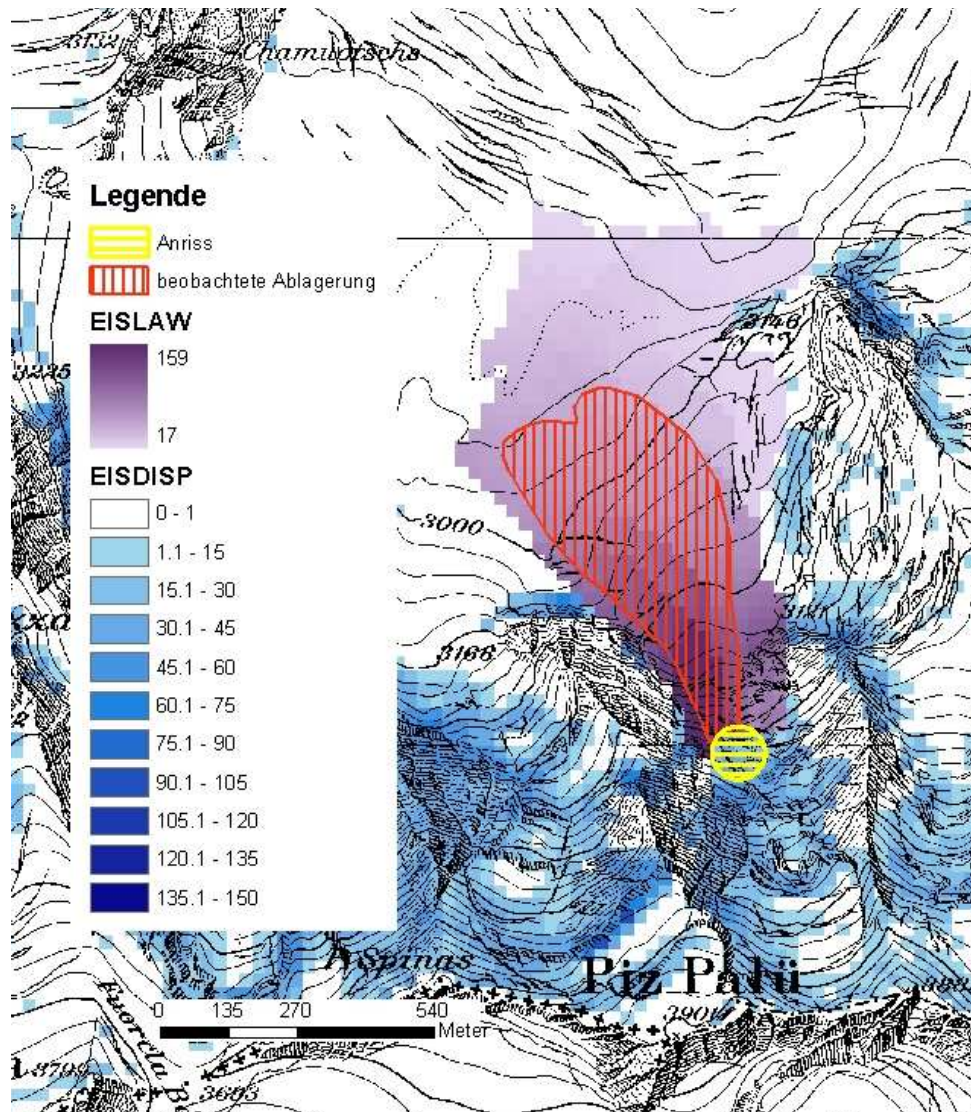


Abbildung 37: Die Modulresultate von EISDISP und EISLAW, überlagert mit der Anrissstelle und dem Ablagerungsgebiet gemäss den Beobachtungen vom 15. 5. 05 (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo BA068052).

Die beobachtete Anrissstelle deckt sich mit EISDISP-Indexwerten zwischen 30 und 40 und wird somit vom Modul EISDISP als mögliches Eislawinenanrissgebiet aus-
geschieden.

Die vom EISLAW simulierte Ablagerung vermag die tatsächlich beobachtete Eisla-
wine recht genau zu modellieren. Insbesondere das leichte Abschwenken der Lawine

nach links wird vom Modell gut abgebildet. Es erstaunt nicht, dass EISLAW das Ereignis überschätzt, weil das Programm für die Abschätzung eines Maximalereignisses ausgelegt ist und somit die Eislawine erst bei einem Pauschalgefälle von 17° stoppt, unabhängig vom abgebrochenen Eisvolumen. Das Eisvolumen konnte aufgrund der Beobachtungen aus der Luft nicht abgeschätzt werden.

Bei Eintreten des modellierten Maximalereignisses würde die Eislawine keinerlei Schäden anrichten. Wird sich jedoch an derselben Stelle ab dem Jahr 2075 eine grosse Eislawine ereignen, wird sie gemäss den Resultaten von GLETSCHRÜCK und VORSEE nicht mehr auf dem Persgletscher auslaufen, sondern in einen See stürzen.

Ist das abstürzende Eisvolumen im Verhältnis zum Seevolumen genug gross, kann der See überschwappen und eine Flutwelle auslösen. Wenn das Gletschervorfeld ein Sedimentbett aufweist und steiler ist als 8°, kann die Flutwelle Material erodieren und sich zu einem Murgang entwickeln. Dadurch kann die Auswirkung der Eislawine eine viel grössere Reichweite annehmen. Tritt der schlimmstmögliche Fall ein, staut der Murgang bei der Einmündung ins nächst grössere Tal dessen Bach, der sich zu einem See aufstauen und selber nochmals ausbrechen könnte (Huggel et al., 2004a; Huggel et al., 2004b).

Die SEDIINDEX-Resultate sagen für das zukünftige Vorfeld des Persgletschers ein Felsbett voraus, dieses Resultat muss aber in Frage gestellt werden. Die Gletscherfläche ist stark überschätzt worden, weil sich der Morteratsch- und der Persgletscher im Akkumulationsgebiet nicht trennen und somit als ein Gletscher angesehen werden. Nach der Trennung der Gletscherzungen sollte der Index für jeden der beiden Gletscher separat berechnet werden. Dazu müssten die Gletscherflächen von Hand getrennt werden, was im Hinblick auf eine möglichst grosse Automatisierung nicht gemacht wurde. Die mächtigen Seitenmoränen des Persgletschers, sowie der Umstand, dass sich ein See bilden wird, sprechen eindeutig für ein Sedimentbett. Aus diesem Grund wurde der See als Startpunkt im Modul MURGANG verwendet.

Im Fall des Seeausbruchs könnte der Murgang eine Strecke von 4.9 km zurücklegen und kurz unterhalb der heutigen Gletscherzunge zum Stehen kommen (Abbildung 38). Somit wären die Folgen der Eislawine vom Anrissgebiet aus über eine Distanz von 6370 m spürbar. Dabei ist zu beachten, dass mit der Topographie der aktuellen Gletscheroberfläche und nicht mit derjenigen des zukünftigen Gletschervorfeldes gerechnet wird und analog zum EISLAW auch das Modul MURGANG ein Maximalereignis modelliert.

In Abbildung 38 fällt auf, dass der Murgang erst einige Meter unterhalb des kartierten Anrissgebietes anfängt. Die Erklärung dafür ist, dass der Anriss in einer flachen Stelle liegt und das benötigte Pauschalgefälle erst nach einer gewissen Distanz erreicht wird. Ist die Neigung an der Ausbruchsstelle kleiner als 8°, kann kein Material erodiert werden und anstelle eines Murgangs wird sich eine Flutwelle bilden, die erst weiter unten, wo es genug steil ist, in einen Murgang übergehen wird (Haeberli, 1983).

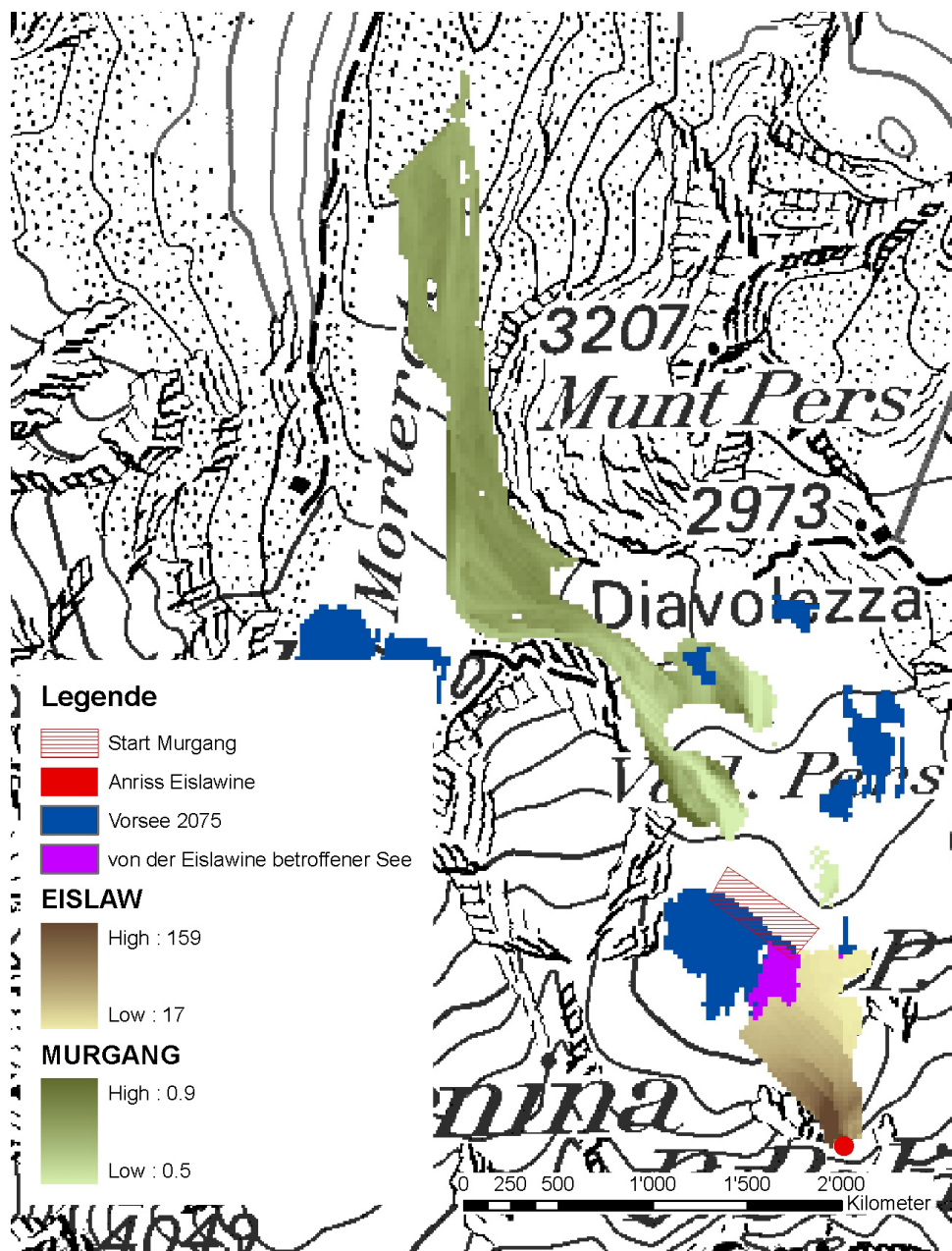


Abbildung 38: Modellerte Prozesskombination bei der Eislawine am Piz Palü: Da die Eislawine den See erreicht, löst sich ein Murgang (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo BA068052).



Abbildung 39: Die Ablagerung der Eislawine zwischen dem Ost- und dem Hauptpfeiler des Piz Palü erstreckt sich auf die Ebene des Persgletschers (Aufnahme: 15. 5. 05).

6.4 Roseggletscher

6.4.1 Gletscherzunge Roseg

Der Roseggletscher bildet den Talabschluss des Val Roseg und ist mit einer Fläche von ungefähr 7.8 km^2 nach dem Morteratschgletscher der zweitgrösste Gletscher im Oberengadin. Der Tschiervagletscher, der sich auf der orographisch rechten Talseite befindet, nimmt mit einer Fläche von 6.3 km^2 den dritten Rang ein. Bis 1934 waren die Zungen vom Roseg- und Tschiervagletscher miteinander verbunden, wobei der Tschiervagletscher das Tal abriegelte und der Roseggletscher in ihn hineinfloss (Gamper, 1996). Nach der Trennung begann sich zwischen der Zunge des Roseggletschers und der 1850er Moräne des Tschiervagletschers ein See zu bilden (Abbildung 40). Mit dem Gletscherrückzug wuchs der See rasch. Im Jahr 1954 ist er ausgebrochen, indem er eine Bresche in die Moräne riss, und hat in Samedan zu Überschwemmungen geführt (Haeberli, 1980). 2001 erhielt er erstmals einen Namen in der Landeskarte: Lej da Vadret (Gletschersee).

Der Roseggletscher setzt sich eigentlich aus zwei Gletschern zusammen: dem Sella orographisch rechts und dem Roseg orographisch links. Im Akkumulationsgebiet sowie im Zungenbereich sind beide Gletscher vereint, zwischen 2370 und 2790 m ü.M. trennt sie eine Felsinsel. Links von dieser Felsinsel, auf einer Höhe zwischen 2500 und 2600 m ü.M., befindet sich eine bis 44° steile Stufe (Abbildung 40, roter Kreis).



Abbildung 40: Blick Richtung Süden auf den Lej da Vadret und den Roseggletscher. Links im Bild ist die Zunge des Tschervagletschers sichtbar. Der rote Kreis markiert die Steilstufe im Roseggletscher, links davon ist der Sellagletscher erkennbar. Das rote Rechteck markiert die Gletscherzunge, die sich im See befindet (Aufnahme: 22. 8. 2004).

In dieser Steilstufe ist die Fliessgeschwindigkeit des Gletschers gross und die Dicke des Eises gering, sodass in den letzten Jahren eine grosse Fläche Fels ausaperte. Dadurch ist das darüberliegende Eis nicht mehr abgestützt und es bildete sich eine typische Kanten-Eislawinenanrissstelle (Kapitel 3.10.3 und Kapitel 6.4.2). Durch das Aussmelzen dieser Steilstufe ist das Akkumulationsgebiet nur noch über ein schmales Band von ungefähr 250 m mit der Zunge verbunden (Abbildung 41). Dies hat zur Folge, dass nur noch wenig Eis zur Gletscherzunge fliesst, sodass diese deutliche Zerfallserscheinungen zeigt. Ein deutlicher Hinweis darauf ist das Loch, das sich Mitte Juli 2003 ungefähr 200 m hinter der Gletscherzunge bildete (Abbildung 42). Schmelzwasserbäche haben hier mächtige Tunnel ins Eis gefressen und unter dem Gletscher ein Höhlensystem geschaffen. Das Loch entstand durch den Einsturz der Decke einer solchen Höhle. Im linksseitigen Bereich der Gletscherzunge sind mehrere solche Tunneleingänge erkennbar, die den Eindruck eines in sich zerfallenden Gletschers erwecken.

Die im See liegende Gletscherzunge bildet eine senkrechte Eiswand, von der immer wieder Eislamellen abbrechen und als Eisberge im See schwimmen. Da das Wasser die Wärme besser speichern kann als Steine und eine Zirkulation dafür sorgt, dass fortlaufend warmes Wasser an die Gletscherfront geführt wird, wurden in den letzten



Abbildung 41: Die Steilstufe des Roseggletschers. Der rote Kreis markiert die Stelle, wo noch eine Verbindung zwischen dem Akkumulationsgebiet und der Gletscherzunge besteht. Unmittelbar orographisch rechts vom Kreis befindet sich das Anrissgebiet der Eislawine (Aufnahme: 28. 8. 2004).



Abbildung 42: Das Loch im Roseggletscher (Aufnahme: 29. 7. 2003).

Jahren am Roseggletscher die grössten jährlichen Längenverluste an Gletschern im Oberengadin gemessen. Der Roseggletscher hat zwischen 2000 und 2004 einen Längenverlust von 229 m hinnehmen müssen, während der Morteratschgletscher um 123 m und der Tschervagletscher um 185 m kürzer wurden (VAW und SANW; Abbildung 43). Während des Sommers 2004 hat die linke Hälfte der Gletscherzunge, also die Rosegseite, den See verlassen. Deutlich sind Steine erkennbar, die vor dem Gletscher liegen, während die Sella- Seite offenbar über einen besseren Eisnachschub verfügt und nach wie vor als senkrechte Eiswand im See liegt (Abbildung 44).



Abbildung 43: Vergleich der Position der Gletscherzunge Roseg während vier Jahren. Aufnahmen von oben nach unten: 2002, 2003, 2004 und 2005. Die rote Linie markiert die Position der Gletscherzunge im Jahr 2002.

Das Wachstum des Sees hat auf der Rosegseite ein Ende gefunden und es liegt die Vermutung nahe, dass die Gletscherzunge auch auf der Sellaseite bald den See verlassen wird. Dann wird die Gletscherzunge eine flache Form annehmen wie beim Morteratsch- oder Tshiervagletscher.



Abbildung 44: Die Gletscherzunge Roseg. Die linke Aufnahme (20. 9. 2004) zeigt den rechten Teil der Gletscherzunge, der nach wie vor im See liegt, in der rechten Aufnahme (1. 10. 2004) ist deutlich erkennbar, wie Steine vor dem linken Teil des Gletschers liegen und das Gletschereis nicht mehr mit dem See in Kontakt kommt.

Die GLETSCHRÜCK-Resultate leisten eine wertvolle Hilfe, wenn es darum geht, die zukünftige Gletscherfläche abzuschätzen. Gemäss GLETSCHRÜCK wird sich der Roseggletscher bis ins Jahr 2025 bereits bis über die Steilstufe zurückgezogen haben (Abbildung 45).

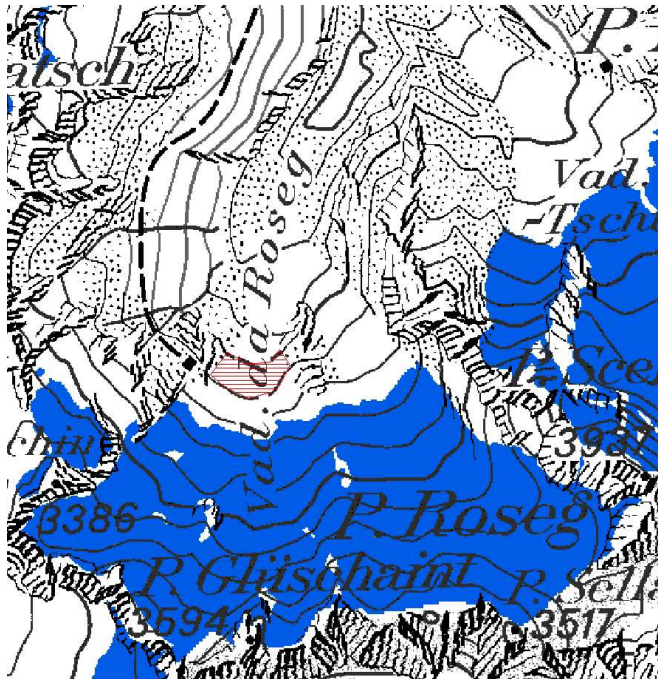


Abbildung 45: Blau eingefärbt der vom GLETSCHRÜCK simulierte Roseggletscher für das Jahr 2025. Die Steilstufe ist rot schraffiert (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo BA068052).

Mit dem Modul GLETSCHRÜCK lassen sich jedoch weder die Ausaperung der Steilstufe noch der Einfluss vom See oder die Zerfallserscheinungen im Bereich der Gletscherzunge simulieren. Das GLETSCHRÜCK ist nicht geeignet, die spezielle Situation eines einzelnen Gletschers detailliert zu modellieren. Dies würde einen Längenverlust von 1900 m für den Zeitraum zwischen 1999 und 2025 bedeuten, was einem durchschnittlichen jährlichen Längenverlust von 73 m entspräche. Dem steht ein durchschnittlicher jährlicher Längenverlust von 36 m während den letzten 20 Jahren gegenüber (VAW und SANW).

Aufgrund der Beobachtungen muss davon ausgegangen werden, dass die Steilstufe innerhalb der nächsten Jahre vollständig ausapert. Dies würde bedeuten, dass die gesamte heutige Gletscherzunge zu Toteis würde. Die Folge wäre ein schneller Zerfall der Gletscherzunge. In Anbetracht dieses Szenarios kann das GLETSCHRÜCK-Resultat als realistisch angesehen werden. Selbst wenn das Eisband über die Steilstufe noch länger als erwartet bestehen bleibt, muss als Folge des geringen Eismachs aus dem Akkumulationsgebiet trotzdem mit einem schnellen Zerfall der Gletscherzunge gerechnet werden, sodass die heutigen Rückzugszahlen in Zukunft deutlich übertroffen werden könnten.

6.4.2 Eislawine Roseggletscher

Seit Juli 2003 konnten drei Eislawinenereignisse beobachtet werden, die alle an derselben Stelle unmittelbar oberhalb der Steilstufe anrissen (Abbildung 46).



Abbildung 46: Anrissgebiet der Eislawine Roseg. Links die Situation am 29. 6. 2003, ungefähr eine Woche vor dem ersten Lawinnenniedergang. Das mittlere Bild zeigt das Anrissgebiet Mitte Juli 2003, ungefähr eine Woche nach dem ersten Lawinenereignis (Foto: Max Widmer), das rechte Bild entstand am 9. 8. 2003, maximal 4 Tage nach dem Niedergang der zweiten Eislawine.

Zwischen dem 5. und 12. 7. 2003 fand das erste und grösste Lawinenereignis statt. Über einige Tage verteilt ereigneten sich mehrere Teilstürze. Das Abbruchvolumen betrug, gemäss eigenen Beobachtungen und Schätzungen der Anrissstelle und der Ablagerung, ungefähr $380'000 \text{ m}^3$, was für eine Kantentyp-Eislawine verhältnismässig viel ist (Kapitel 3.10.3). Die zweite Lawine ereignete sich zwischen dem 5. und 9.

8. 2003 und war kleiner als die Juli-Lawine. Die dunklen Streifen im Anrissgebiet weisen auf das Vorhandensein von Schmelzwasser im Anrissgebiet hin (Abbildung 46, rechtes Bild).

In der ersten Oktoberwoche 2004 brachen wiederum einige Eislamellen oberhalb der Steilstufe ab. Es bildete sich hinter der Eisfront eine riesige Spalte und wenige Tage später stürzte auch das Eis vor der Spalte ab (mündliche Mitteilungen von A. Kunfermann, Hüttenwart Coazhütte).



Abbildung 47: Links die Ablagerung der ersten und grössten Eislawine (Aufnahme: 15. 7. 03), in der Mitte die Ablagerung der zweiten Lawine (Aufnahme: 9. 8. 03) und rechts das dritte und kleinste Lawinenereignis (Aufnahme: Max Lamm, 5. 10. 04).

Solange sich der Gletscher nicht vollständig über diese Steilstufe zurückgezogen haben wird, wird an dieser Stelle immer wieder eine Eislawine zu beobachten sein. Tabelle 25 listet einige Zahlen zu den drei aus der Luft beobachteten Ereignissen auf.

	Juli 2003	August 2003	Oktober 2004
Höchste Stelle im Anrissgebiet	2700 m ü.M.	2700 m ü.M.	2700 m ü.M.
Neigung im Anrissgebiet	25°	25°	25°
Tiefste Stelle der Ablagerung	2347 m ü.M.	2360 m ü.M.	2420 m ü.M.
Höhendifferenz	353 m	340 m	280 m
Horizontaldistanz	996 m	865 m	621 m
Pauschalgefälle	19.5°	21.5°	24°
Fläche der Ablagerung	0.154 km ²	0.06 km ²	0.054 km ²

Tabelle 25: Einige Zahlen zu den beobachteten und kartierten Lawinenereignissen aus der Steilstufe des Roseggletschers.

Der Vergleich des beobachteten Anrissgebietes mit den EISDISP-Resultaten deckt eine Schwäche des EISDISP auf. Wie die Abbildung 48 zeigt, hat das EISDISP keine Eislawinendisposition an der beobachteten Anrissstelle ausgeschieden. Das Modell scheidet die Kanten selber als Anrissgebiet aus. Wie die Beobachtungen zeigen, bricht das Eis jedoch, wenn es von unten nicht mehr abgestützt ist, oberhalb der Stufe ab, obwohl es dort für einen Anriss eigentlich zu flach ist. Da bei temperierten Glet-

schern in dieser Höhenlage Rampenanrisse denkbar sind, könnte es sich bei dieser Eislawine auch um eine Kombination zwischen Rampen- und Kantenanriss handeln. Aufgrund dieser Erfahrungen könnte das Modul EISDISP verbessert werden, indem es das Gebiet 10-20 m oberhalb einer Geländekante und nicht die Stufe selber als Disposition ausscheidet. Weil der tatsächliche Anriss relativ flach ist, modellierte das EISLAW auch keine Eislawine aus diesem Gebiet. Um trotzdem eine Eislawine modellieren zu können, wurde der Anriss von Hand in die Steilstufe hinunter verschoben. Die Lage des tatsächlichen und des verschobenen Anrissgebietes ist in Abbildung 48 dargestellt. Eine weitere Ungenauigkeit im EISDIP ist auf die Gletscherdaten zurückzuführen, welche den Rand des Roseggletschers etwas zu weit westlich abbilden.

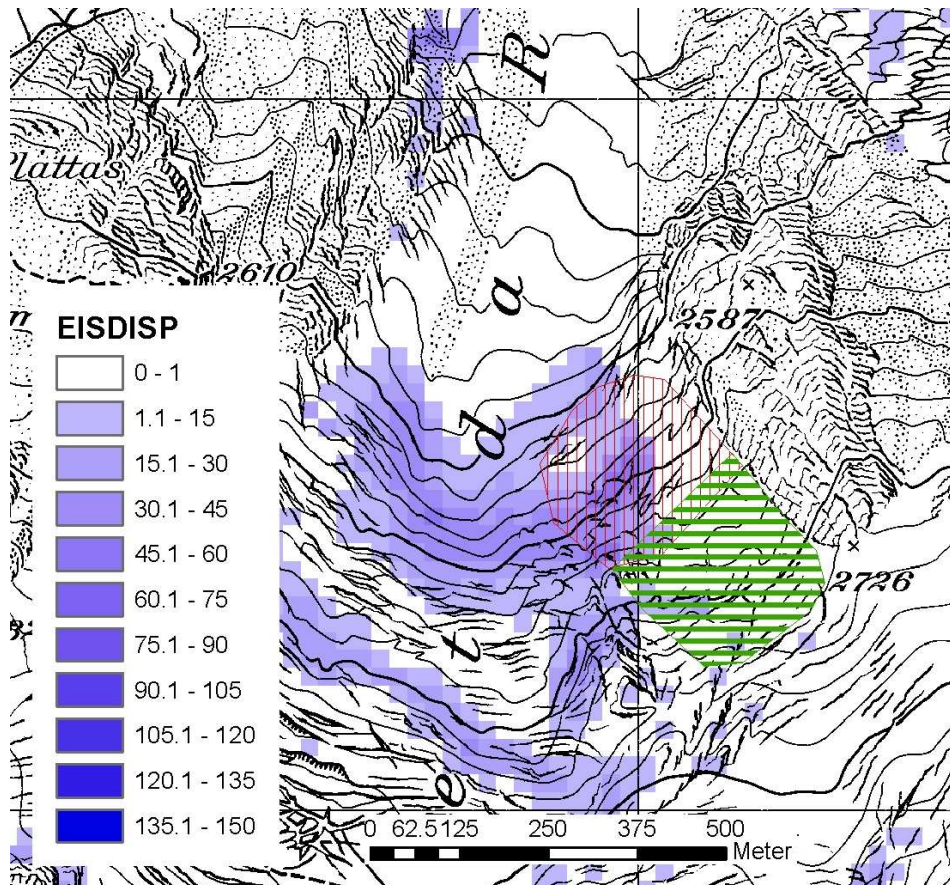


Abbildung 48: Vergleich des beobachteten Anrissgebietes (grün) mit den Resultaten des Moduls EISDISP und dem für die Modellierung der Eislawine verwendeten Anriss (rot) (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo BA068052).

Die aus dem verschobenen Startgebiet modellierten Eislawinen kamen den tatsächlich beobachteten Ereignissen sehr nahe (Abbildung 49). Das Modell unterschätzte die grösste Eislawine, die sich im Juli 2003 ereignete, leicht. Dies kann damit erklärt

werden, dass einerseits die beobachtete Lawine mit 19.5° ein sehr tiefes Pauschalgefälle aufweist und andererseits die Modellierung durch die Verschiebung des Anrissgebietes zu tief startete. Die modellierte Ablagerung ist gegenüber der beobachteten nach Westen verschoben. Dafür ist vermutlich eine Ungenauigkeit im Höhenmodell verantwortlich.

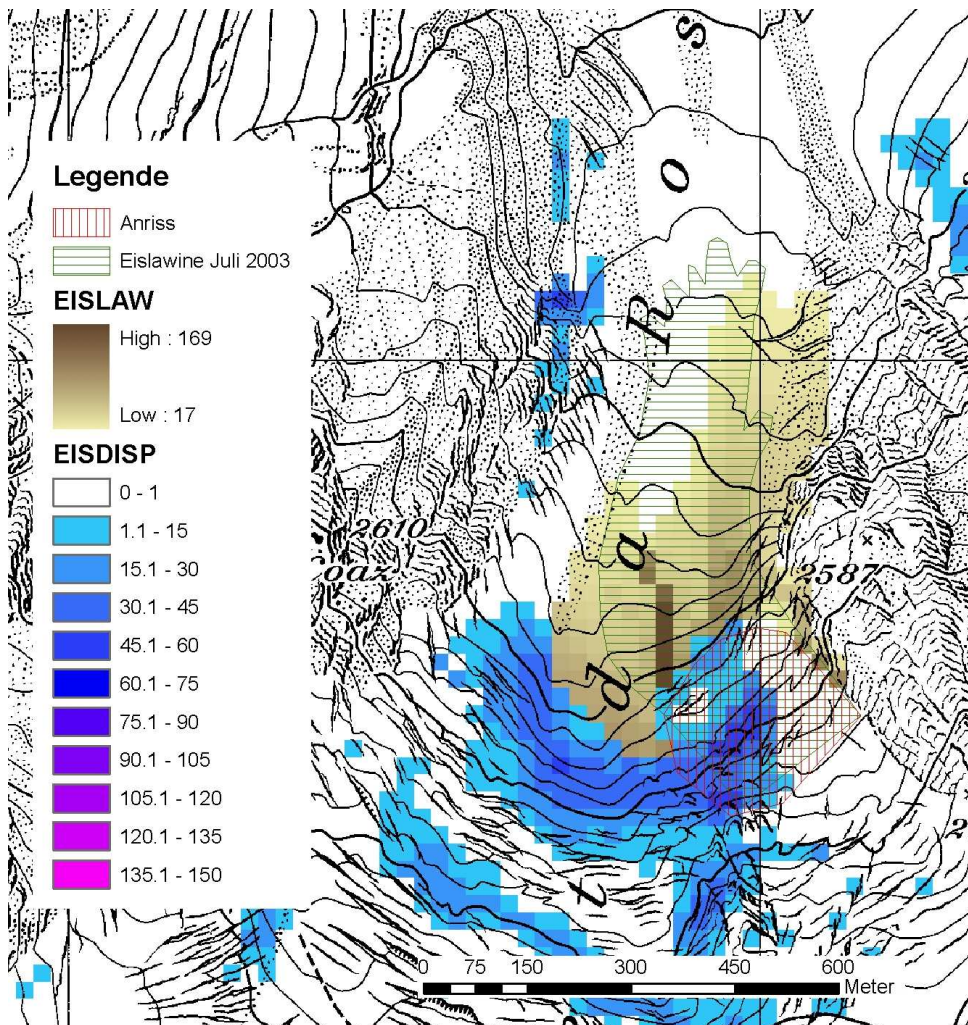


Abbildung 49: Vergleich der aufgrund von Beobachtungen im Juli 2003 kartierten Eislawinenablagerung mit dem Resultat des Moduls EISLAW (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo BA068052).

Obwohl alle drei beobachteten Eislawinen genau dasselbe Anrissgebiet haben und daher das EISLAW für alle drei Ereignisse nur eine Modellierung anbietet, unterscheiden sich ihre Ablagerungen doch deutlich bezüglich Länge, Fläche und Pauschalgefälle (Tabelle 25 und Abbildung 50). Dies verdeutlicht den Einfluss von Vorstürzen, Modifikationen wie Glättungen der Oberfläche sowie des Volumens auf die Reich-

weite, was vom EISLAW nicht berücksichtigt wird. Weitere Einflüsse wie Schmelzwasser im Anrissgebiet oder die herrschenden Lufttemperaturen sind schwer nachzuweisen und können weder vom EISDISP noch vom EISLAW berücksichtigt werden.

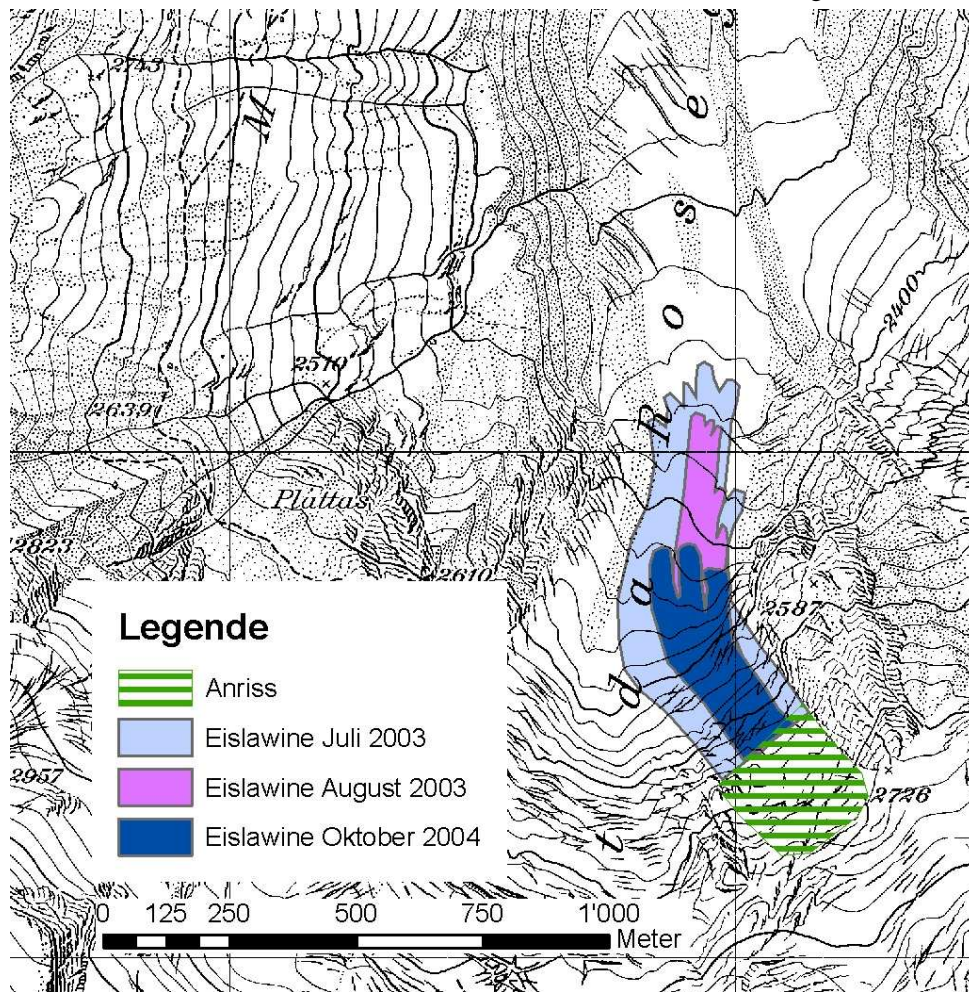


Abbildung 50: Die Ablagerungen der drei Eislawinenereignisse (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo BA068052).

6.4.3 Eislawine am Piz Roseg

Mehrere Hängegletscher prägen die nordexponierte Wand des Piz Roseg, sodass hier eine dauernde Eislawinengefahr besteht. Wenige Tage vor dem 1. Mai 2005 ereignete sich ein Eisabbruch an einem dieser Hängegletscher (Abbildung 51). Die Eistrümmere breiteten sich über eine Distanz von rund 650 m auf dem relativ flachen Teil des Tschervagletschers aus. Basierend auf Beobachtungen aus der Luft vom 2. 5. 05 sowie anschliessender Kartierung und Ausmessung des Ereignisses mit Landeskarte

und digitalem Höhenmodell konnten die in Tabelle 26 aufgelisteten Daten abgeschätzt werden.



Abbildung 51: Aus dem orographisch rechten Hängegletscher am Piz Roseg hat sich die Eislawine gelöst. Der rote Pfeil zeigt die Abbruchfront (Aufnahme: 2. 5. 05).

Höchste Stelle im Anrissgebiet	3660 m ü.M.
Neigung im Anrissgebiet	58°
Tiefste Stelle der Ablagerung	3202 m ü.M.
Höhendifferenz	458 m
Horizontaldistanz	654 m
Pauschalgefälle	35°
Fläche der Ablagerung	0.099 km ²

Tabelle 26: Aufgrund von Beobachtungen abgeschätzte Daten zur Eislawine am Piz Roseg.

Das aufgrund der Beobachtungen kartierte Anrissgebiet wurde mit den Resultaten des EISDISP verglichen. Aufgrund von Ungenauigkeiten bei den Gletscherflächen wurde die gesamte Wand des Piz Roseg, inklusiv der Felspartien, als mögliches Anrissgebiet ausgeschieden (Abbildung 52). Somit deckt sich der beobachtete Anriss mit den modellierten, potentiellen Eislawinenanrissgebieten.

Die mit dem Modul EISLAW simulierte Eislawine übertrifft das tatsächliche Ereignis massiv (Abbildung 52), was wegen des hohen beobachteten Pauschalgefälles von 35° nicht erstaunt. Eine mögliche Erklärung für dieses hohe Pauschalgefälle ist, dass die Eislawine aus der steilen Wand auf den relativ flachen Gletscher stürzte und beim Aufprall viel Energie verloren ging. Dieser Umstand wird vom EISLAW genausowenig berücksichtigt wie das Volumen der Lawine. Die vom Modul EISLAW modellierte, von der Eislawine betroffene Fläche kann als Hinweis interpretiert werden, mit welcher Grössenordnung bei einem maximal möglichen Ereignis aus der Rosegwand grundsätzlich gerechnet werden muss. Dabei handelt es sich aber nur um eine grobe

Abschätzung, da der Einsatz des Moduls EISLAW nicht für die Untersuchung eines spezifischen Einzelereignisses gedacht ist, sondern in erster Linie für eine regionale Anwendung bei der Erstellung von Gefahrenhinweiskarten (Salzmann et al., 2004).

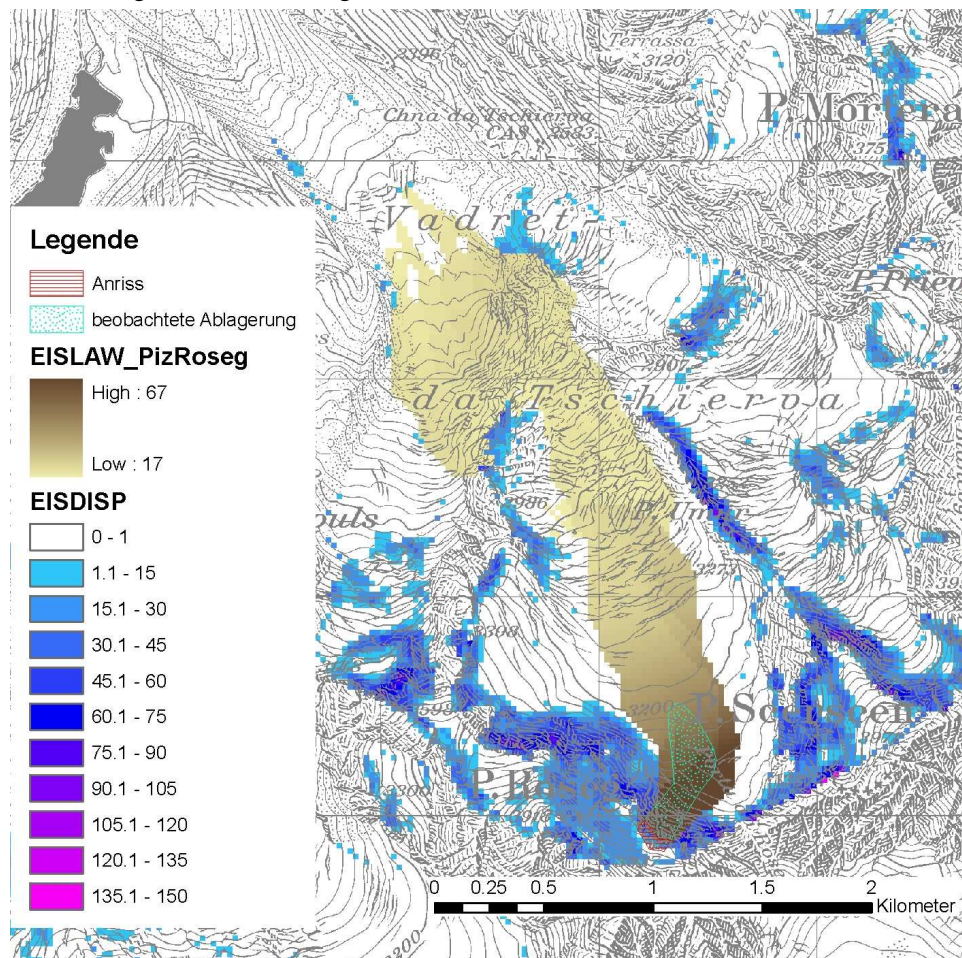


Abbildung 52: Eislawine am Piz Roseg: am 2. 5. 05 beobachtete und modellierte Eislawine aus einem Hängegletscherabbruch (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo BA068052).

Unter Berücksichtigung der Resultate der Module GLETSCHRÜCK und VORSEE lässt sich abschätzen, welche Auswirkungen diese Eislawine in der Zukunft haben könnte. Im Jahr 2075 könnte die flache Stelle unterhalb der Rosegwand nach dem gewählten Szenario gletscherfrei sein und es wird sich dort ein See befinden. Dieselbe Eislawine, wie sie sich im April 2005 ereignet hat, würde den See gerade nicht erreichen und somit keine weiteren Folgen mit sich ziehen. Wie die Modellierung mit dem Modul EISLAW zeigt, ist aus der Rosegwand ein Lawinenereignis denkbar, welches den See komplett überfahren würde. In einem solchen Fall könnte der See vollständig geleert werden (Huggel et al., 2004a). Wie schon bei der Palü-Eislawine besprochen (Kapitel 6.3.2), würde dies eine Flutwelle auslösen, die wiederum in der Steilstufe

unterhalb des Sees durch Erosion von Moränenmaterial einen Murgang auslösen könnte. Aufgrund der Reichweite der modellierten Eislawine muss damit gerechnet werden, dass sie über den See hinausgehen würde und sich mit der Flutwelle und allenfalls auch mit dem Murgang vermischen könnte. Die Reichweite und Auswirkung eines solchen Ereignisses ist kaum abschätzbar, die Eintretenswahrscheinlichkeit dafür aber auch sehr gering. Der Murgang würde 6840 m von der Eislawinenanrissstelle entfernt zum Stillstand kommen und dadurch zu viel weitreichenderen Auswirkungen führen als die Eislawine allein. Für die Bildung eines Murgangs ist ein sedimentbedecktes Gletschervorfeld Voraussetzung. Gemäss SEDIINDEX-Resultaten trifft dies für den Tschiervagletscher nicht zu, was in Anbetracht der mächtigen Moränenwälle von 1850 in Frage gestellt werden muss und im Falle einer detaillierten Analyse im Feld abgeklärt werden müsste.

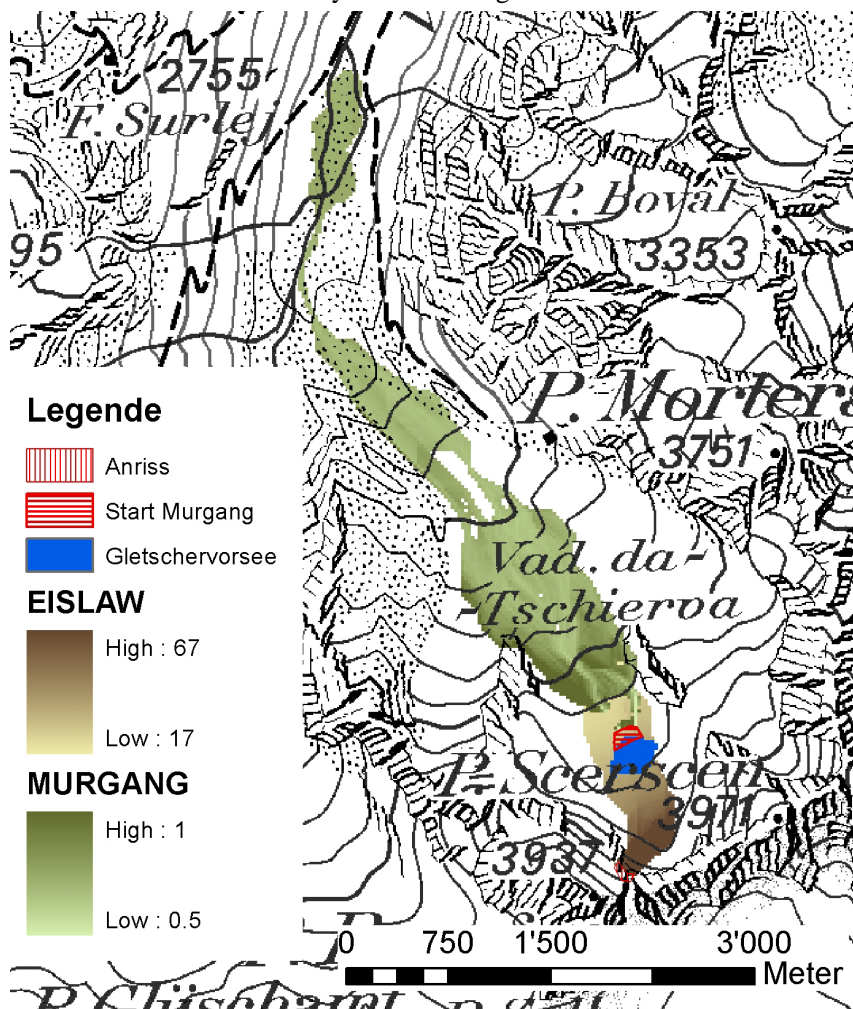


Abbildung 53: Modellierte Prozesskombination am Piz Roseg: Die Eislawine überfährt den See und löst dadurch einen Murgang aus, der sich bis in die Schwemmebene ausbreitet (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo BA068052).

6.5 Hitzesommer 2003

Von Ende Mai bis Ende August 2003 lenkte ein stabiles Azorenhoch die atlantischen Störungszonen weit nach Norden ab und führte in Mitteleuropa zu einer Rekordhitze. Der Juni schlug den Rekord für den wärmsten Monat seit Messbeginn 1864, welcher der Juli 1983 innehatte, bereits der August übertraf diesen Rekord erneut. Ein weiterer Rekord fiel am 13. August in Grono (GR), wo mit 41.5°C die höchsten absoluten, je in der Schweiz gemessenen Temperaturen aufgezeichnet wurden. Die Monatsmitteltemperaturen im Juni 2003 übertrafen die bisher höchsten gemessenen Juni-Monatsmittel in der Schweiz um 2-3°C. Die Durchschnittstemperatur der Sommermonate Juni, Juli und August lag um 4-5.5°C höher als die normalen Sommertemperaturen und übertrafen die bisher heissesten Sommer in der Messreihe um 2-3°C. Die Nullgradgrenze lag in der ersten Augushälfte täglich deutlich über 4000 m ü.M. Auf dem Jungfrau-joch (3580 m ü.M) wurden vom 1.-14. August durchgehend positive Temperaturen gemessen. An insgesamt 21 Tagen während dieses Monats blieben hier die Temperaturen während 24 Stunden positiv (Bader, 2004).

Begleitet war dieser Hitzesommer von einer Trockenperiode, die von Februar bis September andauerte. Im Sommerhalbjahr fiel nur die Hälfte der üblichen Niederschlagsmenge (Bader, 2004).

Der aussergewöhnlich heisse und trockene Sommer 2003 darf für sich allein nicht als Hinweis auf die Klimaveränderung interpretiert, sondern muss als meteorologisches Ausnahmeereignis angesehen werden. Trotzdem können die Bilder aus jenem Sommer dazu verwendet werden, einen Eindruck zu geben, wie die Landschaft im Oberengadin einmal aussehen könnte, wenn solche Sommer nicht mehr eine Ausnahme bilden, sondern zur Regel werden. Die extreme Ausaperung sowie der gelbliche Saharastaub veränderten das Landschaftsbild von normalerweise strahlend weissen Gletschern massiv.

Im Mai verursachten Südwinde einen starken Staubeintrag, der nicht mehr tief eingeschneit wurde. In der Folge aperten die verfärbten Schichten bereits im Juni aus und blieben für den Rest des Sommers auf der Schnee- resp. Gletscheroberfläche liegen. Die gelblichen Staubkörner erwärmten sich wegen ihrer tieferen Albedo stärker als die weisse Schnee- oder Eisoberfläche und vermochten somit die Schneeschmelze zusätzlich zu intensivieren, die ohnehin infolge der warmen Temperaturen verstärkt war. Die Ausaperung erreichte bereits Ende Juni ein Ausmass, das 2002 erst Mitte August erreicht war (Abbildung 54). Während des ganzen Sommers führte der Saharastaub zu einem gelblichen und schmutzigen Aussehen der Gletscher (Abbildung 55).

Die aussergewöhnlich hohen Temperaturen und die damit verbundene hohe Lage der Nullgradgrenze liessen den Schnee vielerorts abschmelzen, wo er in einem durchschnittlichen Sommer liegen bleibt. Zahlreiche Gletscher, die nicht durch eine Muldenlage oder eine schattenspendende Felswand geschützt waren, aperten sehr stark oder sogar vollständig aus, wie das Beispiel vom Corvatschgletscher zeigt (Abbildung 56). Diese Gletscher erlitten dadurch einen extremen Massenverlust, da sie nicht nur den Schnee und somit die gesamten Einnahmen des vergangenen Winters, sondern auch den Firn und damit die Einnahmen des vorletzten Winters in einem einzigen Sommer verloren. Zusätzlich zu diesem Massenverlust war das Gletschereis ohne die



Abbildung 54: Ein Vergleich der Ausaperung beim Morteratschgletscher. Die linke Aufnahme entstand am 17. 8. 2002 und zeigt praktisch dasselbe Ausaperungsmuster wie die rechte Aufnahme vom 29. 6. 2003. In der rechten Aufnahme ist deutlich der gelbliche Staub zu erkennen, der auf dem Schnee liegt.



Abbildung 55: Saharastaub und Ausaperung haben den Dschimels (3501 m ü.M.), welche zum Akkumulationsgebiet des Roseggletschers gehören, ein schmutzig-gelbliches Aussehen verliehen (Aufnahme: 9. 8. 2003).

isolierende Schneedecke den Sonnenstrahlen schutzlos ausgeliefert und die Staubkörner intensivierten die Schmelze nochmals zusätzlich. Der Hitzesommer 2003 kann als Anschauungsbeispiel dafür verwendet werden, wie klimasensitiv eine Hochgebirgs-



Abbildung 56: Wo vor 10 Jahren noch ein Sommerskibetrieb möglich war, zeigte sich der Corvatschgletscher im August 2003 komplett ausgeapert (Aufnahme: 9. 8. 03).

landschaft reagiert und wie stark ihr Aussehen und ihre Attraktivität temperaturabhängig sind. Von der berühmten Postkartenlandschaft mit weissen Berggipfeln und verschneiten Gletschern war nichts mehr zu sehen. Das blanke Gletschereis und die Staubschicht vermittelten ein schmutziges Aussehen. Selbst der wenige Schnee, der den Sommer überdauern konnte, wirkte infolge des Sandes gelblich. Die Attraktivität der Landschaft hatte im Sommer 2003 stark gelitten und war bedeutend kleiner als während eines durchschnittlichen Sommers (Abbildung 57).



Abbildung 57: Der Einfluss des Hitzesommers 2003 auf das Aussehen der Landschaft am Beispiel des Piz Roseg (3937 m ü.M.). Die linke Aufnahme (9. 8. 03) vermittelt einen gelblich-schmutzigen Eindruck, während er in der rechten Aufnahme (28. 8. 04) strahlend weiss erscheint.

Die Gletscher üben einen grossen Einfluss auf die Landschaftsattraktivität aus, da sie mit ihrer Bedeutung für die Vielfalt, die Einzigartigkeit und die Natürlichkeit gleich drei Kriterien der Attraktivität beeinflussen (vergleiche Kapitel 5.3.13). Da sie sich in hohen Lagen befinden, weisen sie zusätzlich auch eine gute Sichtbarkeit auf und tra-

gen dadurch ein viertes Mal zur Landschaftsattraktivität bei. Dies zeigt sich gut in den Modulresultaten von ATTRAC, wo vor allem die grossen Gletscher durch hohe Werte herausstechen. Ein Vergleich der ATTRAC-Resultate zwischen den Jahren 2000 und 2100 zeigt insbesondere im Bereich der heutigen Gletscherflächen eine deutliche Abnahme der Landschaftsattraktivität (Abbildung 58). Denkt man sich alle Gletscherflächen weg, die im August 2003 schneefrei waren, und stellt sich an ihrer Stelle Schuttgebiete oder Felsflächen vor, bekommt man einen Eindruck vom möglichen Aussehen der Landschaft in der Berninaregion im Jahr 2100. Es liegt auf der Hand, dass Schutt- resp. Felsflächen eine geringere Attraktivität haben als die Gletscher. Selbstverständlich wird ein Teil der zukünftigen Gletschervorfelder bis ins Jahr 2100 bereits eine Vegetationsbedeckung aufweisen und dadurch wieder an Attraktivität gewinnen. Da die Resultate der Module SOILCHANGE und somit auch VEGIKART nur für das Gletschervorfeld Morteratsch verfügbar sind, kann dieser Einfluss nicht flächendeckend ins Modul ATTRAC einfließen, womit das Resultat für 2100 als zu pessimistisch angesehen werden muss (Abbildung 58). Gemäss den Resultaten vom Modul VORSEE werden sich im Oberengadin ungefähr sieben bis acht neue Seen bilden, welche die Attraktivität wiederum aufwerten. Der Einfluss dieser Seen ist im ATTRAC-Resultat für das Jahr 2100 insbesondere auf dem Pers- und Morteratschgletscher gut sichtbar (Abbildung 58).

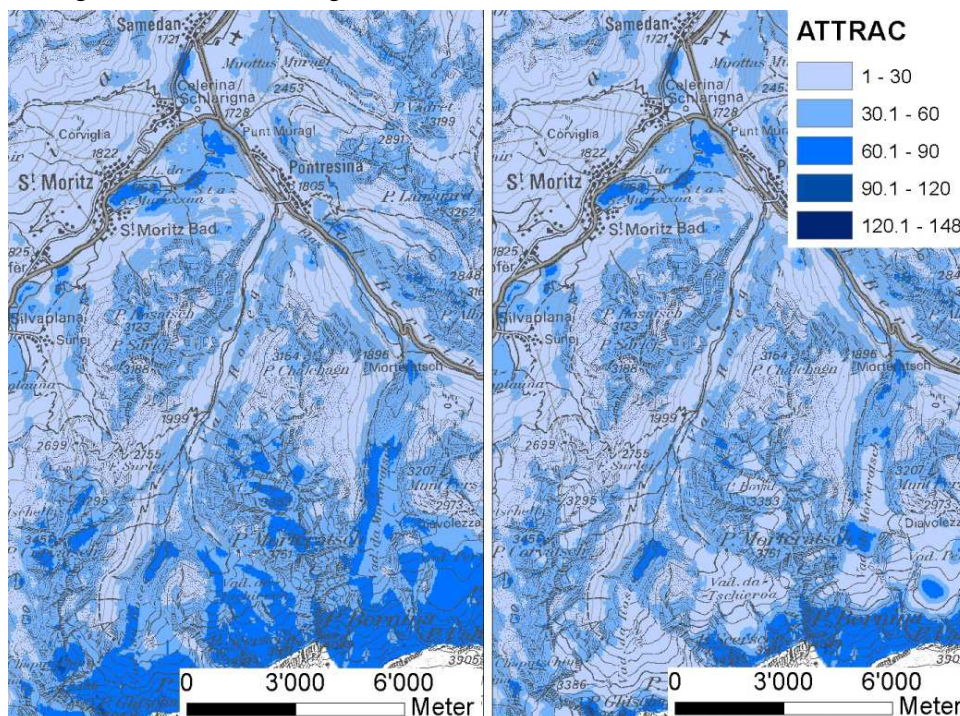


Abbildung 58: Vergleich der ATTRAC-Resultate für das Jahr 2000 (links) und 2100 (rechts) (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo BA068052).

Je seltener die Gletscher werden, desto bedeutender wird auch ihre Einzigartigkeit, wodurch ihr Einfluss auf die Landschaftsattraktivität steigt. Dieser Effekt wird vom Modul ATTRAC nicht berücksichtigt, da er sehr schwer quantifizierbar wäre und die Gletscher ohnehin schon ein grosses Gewicht haben. Ein Verlust der Landschaftsattraktivität könnte auf die Wirtschaft im Oberengadin einen negativen Einfluss ausüben, weil die attraktive Landschaft die primäre Ressource des Tourismus ist. In diesem Sinn werden all diejenigen Orte, welche im Vergleich zu heute bis 2100 eine abnehmende Landschaftsattraktivität aufweisen, vom Modul PROBLEM als Problemraum erfasst. Abbildung 59 zeigt dieses Resultat für das Val Roseg und Morteratsch.

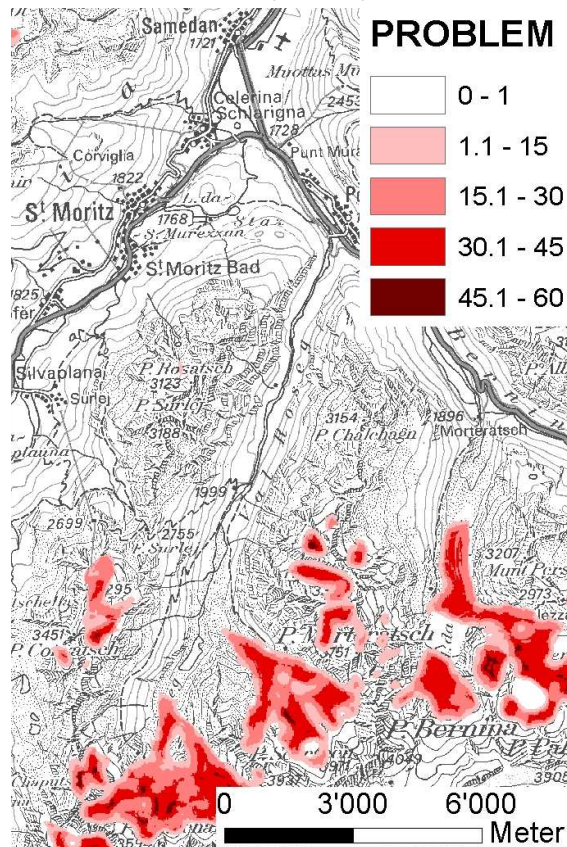


Abbildung 59: Darstellung der Problemräume, die infolge abnehmender Landschaftsattraktivität im Jahr 2100 bestehen (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo BA068052).

Es fällt auf, dass sich der Verlust der Landschaftsattraktivität ausschliesslich auf die Gletscherflächen beschränkt, welche bis dann verschwunden sein werden. Die Flächen mit einem ATTRAC-Index zwischen 60 und 90 werden bis 2100 im Vergleich zum Jahr 2000 um 22 km² abnehmen. Wo sich Seen bilden, kann der Attraktivitätsverlust kompensiert werden. Die nachwachsende Vegetation, welche im zukünftigen Gletschervorfeld Morteratsch in die Simulation miteinfließen konnte, kann der Abnahme der Attraktivität nicht entgegenwirken. Dabei ist zu beachten, dass diese

Problemräume nur im Sommer zum Tragen kommen und somit auch nur den Sommertourismus beeinflussen.

6.6 Biancogrät

Besonders unter Bergsteigern ist der Biancogrät weit über das Engadin hinaus bekannt und übernimmt als beliebte, aber exponierte und anspruchsvolle Route auf die Bernina die Rolle eines Wahrzeichens für das Oberengadin. Es handelt sich um einen vergletscherten Grat, der über eine Länge von 800 m und eine Höhendifferenz von 421 m auf den Piz Bianco führt, einen 3995 m hohen Vorgipfel der Bernina. In einem durchschnittlichen Sommer ist der Biancogrät, daher auch sein Name, mit Schnee bedeckt. Die hohe Lage der Nullgradgrenze führte im Sommer 2003 selbst in dieser Höhe zu einer starken Schmelze, sodass grosse Flächen des Grates ausaperten und das Eis sichtbar wurde (Abbildung 60).



Abbildung 60: Der Biancogrät zu drei verschiedenen Zeitpunkten: links am 17. 8. 2002 nach einem sommerlichen Schneefall, in der Mitte am 9. 8. 2003 während der Hitzeperiode und rechts am 9. 2. 2005, vom Wind ausgeblasen.

In diesen Höhenlagen fällt normalerweise der Niederschlag im Sommer als Schnee und bleibt, weil er relativ nass und schwer ist, auf dem Grat liegen. Im Winter hingegen ist der Biancogrät oft blank, weil der sehr kalte und trockene Schnee leicht vom Wind weggeblasen wird. Dies konnte sowohl im Februar 2004 als auch 2005 beobachtet werden (Abbildung 60, rechts). Das lässt die Vermutung aufkommen, dass für den Biancogrät der Sommer die Zeit der Akkumulation ist, wobei diese Aussage nicht weiter untersucht wurde und hierzu weitere Beobachtungen nötig wären. Steigt in Zukunft die Nullgrad- und die Schneefallgrenze im Sommer öfters auf über 4000 m

ü.M. an, werden der Biancogrät und andere Eisgrate oder Eisgipfel in diesen Höhenlagen (z.B. Piz Roseg) eine negative Massenbilanz erfahren und im Sommer öfters ausgeapert sein oder ganz verschwinden.

Durch den stark ausgeaperten Zustand wurden Eisstrukturen sichtbar, die verraten, dass der Biancogrät nicht einfach eine Schneewächte, sondern ein Gletscher resp. eine Miniatur-Eiskappe ist. Das Eis fliesst einerseits entlang des Grates abwärts und gleichzeitig von der Mitte seitwärts nach aussen zu den Flanken. Diese seitwärtsgerichtete Fliessbewegung ist in den fächerartigen Eisstrukturen rechts in Abbildung 61 gut erkennbar. Wie die feine Bänderung zeigt, wird jedes Jahr nur eine sehr dünne Eisschicht gebildet. Durch die Höhenlage kann angenommen werden, dass der Biancogrät, analog zu vergleichbaren Eisgraten, kaltes Eis enthält, auf seinem Felsbett angefroren ist und die Fliessgeschwindigkeit somit sehr klein ist (Haeberli et al., 2004). Unter solchen Bedingungen ist es möglich, dass das Eis in der Mitte des Grates sehr alt sein könnte und vielleicht sogar noch aus der letzten Eiszeit vor mehr als 15'000 Jahren stammt (Haeberli et al., 2004).



Abbildung 61: Am ausgeaperten Biancogrät konnten Eisstrukturen beobachtet werden, die über die Fliessdynamik des Eisgrates Auskunft geben (Aufnahme: 9. 8. 2003).

Die Ausaperung legte drei Gletscherspalten frei, die sich quer über die Gratscheide hinziehen. Die zweitunterste Spalte liegt als typische Querspalte senkrecht zur Fliessrichtung des Eises, zieht sich quer über den Grat und ist so gross, dass die Bergsteiger einen Umweg über die seitlichen Flanken in Kauf nehmen mussten (Abbildung 62). Die oberste Spalte zieht parallel zur Fliessrichtung des Eises die Flanken hinunter und kann als Scherspalte interpretiert werden (Abbildung 62). Das bedeutet, dass das Eis unterhalb der Spalte abzurutschen beginnt, wobei die Spalte den Gleithorizont markiert. Ein kleiner Absatz auf dem Grat weist darauf hin, dass die Gleitbewegung bereits im Gang ist.



Abbildung 62: Links die Querspalte, die sich ungefähr 150 m oberhalb des Anfangs des Grates befindet, rechts die Scherspalte, die knapp 100 m unterhalb des Piz Bianco liegt. An der Stelle, wo die Scherspalte die Gratlinie erreicht, ist ein kleiner Absatz erkennbar, der auf eine bereits stattgefundene Gleitbewegung hinweist (beide Aufnahmen: 9. 8. 2003).

Wenn sich heisse Sommer wie 2003 öfters wiederholen, kann die Rutschbewegung durch den Einfluss von Schmelzwasser verstärkt werden und schlussendlich sogar zum Absturz eines ganzen Eispaketes führen.

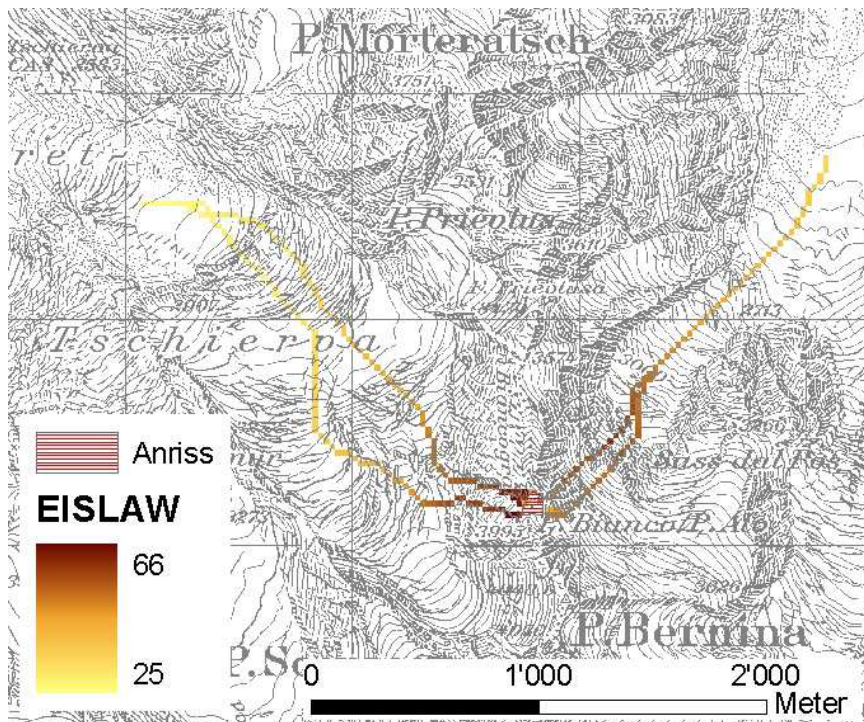


Abbildung 63: Simulierte Eislawine am Piz Bianco (Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo BA068052).

Wahrscheinlicher als der Absturz eines grossen Eisvolumens auf einmal sind mehrere kleine Teilstürze. Deshalb wurde bei der Modellierung eines solchen potentiellen Ereignisses auf die Ausbreitungsfunktion verzichtet und der Eisabbruch nur entlang des steilsten Pfades simuliert (Abbildung 63). Es erscheint wenig wahrscheinlich, dass ein solcher Eisabbruch aus dem Biancograt Schaden anrichtet. Viel gravierender werden sich seine Folgen auf den Tourismus und die Landschaftsattraktivität auswirken. Betrachtet man die Resultate des Moduls GLETSCHRÜCK, sieht es so aus, als würde der Biancograt bis zum Jahr 2100 infolge seiner hohen Lage keine Änderung erfahren. Dieses Resultat muss jedoch kritisch hinterfragt werden, da der Biancograt einigen Prozessen wie dem saisonalen Einfluss von Schmelzwasser oder dem Dickenverlust des Eises ausgesetzt ist, die vom Modul GLETSCHRÜCK jedoch nicht berücksichtigt werden.

Die beobachtete Scherspalte lässt vermuten, dass der Biancograt nicht nur abschmelzen, sondern vielleicht auch Stück um Stück abstürzen wird. Bei der Auslösung dieser Eislawinen spielt die Höhe der Nullgradgrenze und damit verbunden der Einfluss von Schmelzwasser eine bedeutende Rolle. Dass das Auftreten einer Nullgradgrenze auf einer Höhe von über 4000 m ü.M. nicht erst in 100 Jahren zu erwarten ist, hat uns der Sommer 2003 eindrücklich gezeigt. Diese Eisabbrüche könnten das Aussehen des Biancograts bereits innerhalb der nächsten 25 Jahre massiv verändern.

Dies würde einen grossen Einfluss auf die Landschaftsattraktivität ausüben, da der Biancograt als leuchtender Eisgrat weithin sichtbar ist. Auch die Begehbarkeit der Biancograt-Route auf die Bernina würde sich massiv verändern und von ihrer Attraktivität einbüßen.

7 Diskussion

7.1 Diskussion GISALP

Das GISALP ermöglicht erstmals eine Kombination von Daten und Modulen der verschiedenen Fachgebiete, welche die Hochgebirgslandschaft dokumentieren und beschreiben. Eine wesentliche Voraussetzung für die erfolgreiche Umsetzung des GISALP stellt die gute Datenbasis dar, welche bezüglich räumlicher und inhaltlicher Abdeckung im Vergleich mit anderen Regionen im schweizerischen Alpenraum als überdurchschnittlich bezeichnet werden darf. Dank der Verknüpfung der verschiedenen Module untereinander erlaubt das GISALP die zeitabhängige Modellierung der Landschaftsveränderungen sowie die Erstellung von Zeitschnitten. Die Verwendung von relativ einfachen Modulen hat den Vorteil, dass ein grosser Teil der von den Modulen benötigten Inputdaten für das gesamte Oberengadin verfügbar ist.

7.2 Diskussion der Daten

Die Daten bilden das Fundament im GISALP und bestimmen, welche Modellierungen und Analysen möglich sind. Es ist oft schwierig, zahlreiche Daten flächendeckend über eine ganze Region wie das Oberengadin zu bekommen, was die Anwendung der komplexen Module auf einen bestimmten Ausschnitt beschränkt.

In Tabelle 27 ist dargestellt, von wievielen Modulen die einzelnen Daten gebraucht werden. In der Spalte mit der Überschrift „direkt“ ist die Anzahl Module aufgelistet, welche direkt auf die entsprechenden Originaldaten zugreifen. Unter der Spalte indirekt ist die Anzahl Module aufgelistet, welche auf andere Modulresultate zugreifen, die vom entsprechenden Datensatz beeinflusst sind.

Daten	Direkt	Indirekt	Insgesamt
Gletscher	7	7	14
Höhenmodell	11	3	14
Geomorphologie	2	3	5
Vegetation	2	3	5
Wald	2	3	5
Permafrost	1	4	5
Schutzgebiete	1	2	3
Richtplan	2	1	3
Infrastruktur	2	1	3
Nutzungsplanung	2	1	3
Boden	1	-	1

Tabelle 27: Bedeutung der Daten in Bezug auf die Anzahl Module, von denen sie verwendet werden.

Wie aus Tabelle 27 hervorgeht, kommt dem digitalen Höhenmodell sowie den Gletschern die grösste Bedeutung im GISALP zu. Direkt und indirekt ist jedes Modulresultat von diesen beiden Datensätzen beeinflusst. Das heisst konkret, dass jedes Modulresultat im GISALP höchstens so genau sein kann wie diese beiden Datensätze. Für die Qualität der Modulresultate ist es ein wichtiger und positiver Faktor, dass beide Datensätze flächendeckend für das ganze Untersuchungsgebiet vorliegen. Die Qualität des digitalen Höhenmodells nimmt bis 2100 im Bereich der zukünftigen Gletschervorfelder ab. Hier muss auch nach dem Abschmelzen des Gletschers mit der ehemaligen Gletscheroberfläche gerechnet werden, weil keine Höhenmodelle über die Gletscherbette verfügbar sind.

Für die Gletscher sind die Daten der Gletscherinventare von 1973 und 1999 verfügbar. Zwar sind die Gletscherstände von 1973 im Vergleich mit der heutigen Situation veraltet, trotzdem arbeiten GLETSCHRÜCK und SEDIINDEX mit den 1973er Daten. Dies deshalb, weil die Gletscher 1973 mehr oder weniger stationär waren. Nur unter dieser Voraussetzung darf die Höhe der Gleichgewichtslinie über das Flächenverhältnis 2:1 abgeschätzt werden, wie es im GLETSCHRÜCK gemacht wird und was die Grundlage für die Berechnung der Szenarien bildet (Paul, 2003).

Indem sie insgesamt fünf Module direkt oder indirekt beeinflussen, kommen den Daten bezüglich Permafrost, Geomorphologie, Vegetation und Wald die zweithöchste Gewichtung bezüglich ihres Einflusses im GISALP zu.

Die Brauchbarkeit der Geomorphologiedaten ist stark von ihrem Datenmodell abhängig. Die Möglichkeit, die geomorphologischen Formen nach Dynamik (Erosion, Akkumulation oder Transport), Material (Fels oder Lockermaterial), Prozessbereich sowie der Form selber zu unterscheiden und zu selektieren, führt zur breiten Anwendung dieser Daten im GISALP. Die Erhebung und Digitalisierung dieser Daten erfolgte in Form von mehreren Diplomarbeiten durch Feldarbeit und ist sehr aufwändig. Deshalb sind die Geomorphologiedaten zum jetzigen Zeitpunkt noch nicht für das ganze Oberengadin flächendeckend verfügbar und fehlen von La Punt – Chamuesch an abwärts. Somit grenzen sie auch die Aussagekraft der von ihnen abhängigen Modulresultaten räumlich ein.

Die Permafrostdaten werden auch für die heutige Situation durch das Modul PERMAQUANT berechnet und ihre Qualität ist somit vom Höhenmodell abhängig. Die PERMAQUANT-Resultate liegen flächendeckend über das ganze Oberengadin vor.

Die aus Satellitenbildern gewonnenen Vegetationsdaten beinhalten unterschiedliche Stufen im Bedeckungsgrad, aber keinerlei Information über die Art der Vegetation. Es handelt sich somit um ungenaue Daten mit einem begrenzten Informationsgehalt, welche ihrer Anforderung im GISALP kaum gerecht werden können. Es sind jedoch die einzigen Vegetationsdaten, die flächendeckend für das ganze Oberengadin verfügbar sind. Dafür ist die Abgrenzung der Waldflächen dank den Daten vom Amt für Wald flächendeckend und in guter Qualität für das Untersuchungsgebiet möglich.

Mit der Beeinflussung von insgesamt drei Modulresultaten folgen an dritter Stelle die Daten bezüglich Schutzgebiete, Infrastruktur, Nutzungsplanung sowie Richtplan. Bei allen Daten handelt es sich um Kantonsdaten, die dank ihrer guten Qualität bezüglich räumlicher Auflösung, Inhalt, Datenmodell und Datendokumentation als sehr wertvolle Daten bezeichnet werden dürfen. Mit Ausnahme der Nutzungsplanung liegen

sie flächendeckend für das Oberengadin vor. Die Digitalisierung der Nutzungsplanung ist noch nicht in allen Gemeinden ausgeführt, ist aber in Bearbeitung oder geplant.

Der geringe Einfluss auf nur ein Modul wird den Bodendaten nicht gerecht. Die vorliegenden Bodendaten, die durch das Modul SOIL berechnet und mittels zahlreicher Stichproben im Feld überprüft wurden, stellen einen sehr wertvollen Datensatz dar, der bisher in dieser Genauigkeit nicht verfügbar war. Die Bodendaten beeinflussen die Vegetationsentwicklung sowie Abfluss- und Erosionsprozesse, die jedoch alle im GISALP nicht durch ein Modul berücksichtigt sind. Diese Resultate wiederum beeinflussen das MURDISP und ATTRAC, und über diese Module weiter die Module MURGANG und PROBLEM. Wegen dem Fehlen der Vegetationsdaten und einem flächendeckenden VEGIKART können die Bodendaten zum heutigen Zeitpunkt nicht weiter in die Synthese einfließen. Ansonsten würden sie sechs Module beeinflussen und somit an zweiter Stelle bezüglich Einfluss im GISALP stehen. Die Bodendaten dürfen nicht als Datensatz wie alle anderen angesehen werden, die mehrheitlich aus anderen Quellen in fertigem Zustand übernommen wurden, sondern es handelt sich um ein Resultat des GISALP.

7.3 Diskussion der Module

Die Tabelle 28 vermittelt durch die Auflistung von Stichworten einen Überblick über Stärken und Schwächen der im GISALP integrierten Module.

Modul	Stärken	Schwächen
GLETSCH-RÜCK	Wenig Inputdaten und schweizweit verfügbar Anwendung über eine beliebige Anzahl von Gletschern Abschätzung der Gletscherfläche Abschätzung der Anzahl verschwindender Gletscher	Form der Gletscherzunge Vernachlässigung der Ausaperung von Steilstufen, des Dickenverlusts, der Topographie des Gletscherbettes, des Gletscherfließens, des Niederschlags resp. von Niederschlagsänderungen
PERMA-QUANT	Wenig Inputdaten und schweizweit verfügbar Stufenlose Abschätzung dank Index	Vernachlässigung lokalklimatischer Effekte Permafrost-Vorkommen unter 2100 m ü.M. nicht erfasst Nur rudimentäre Berücksichtigung von Energiebilanzfaktoren
ROCKFROST	Wenig Inputdaten und schweizweit verfügbar	Vernachlässigung Einfluss der Schneebedeckung
SOIL	Automatische Abschätzung der heutigen und zukünftigen Bodentypen, pH-Wert, Skeletthalt und Gründigkeit	SOILMAP nur für Gletschervorfeld Morteratsch und auf reinem Silikatgestein gültig Simulation sehr alter Bodentypen ohne Feldbeobachtung

VEGIKART	Automatische Abschätzung der Vegetationsentwicklung in Abhängigkeit der Zeit seit der Eisfreiheit	Von den SOILCHANGE- Resultaten abhängig Nur für Gletschervorfeld Morte-ratsch gültig Nur Unterscheidung von 4 Vege-tationstypen
MURDISP	Stufenlose Abschätzung dank Index Berücksichtigung von drei unter-schiedlichen Anrissstypen Berücksichtigung der Klimasen-sitivität	Viele Inputdaten, Fehlerfortpflan-zung Grobe Behandlung der Topogra-phie des Gletscherbetts für zu-künftige Vorfelder Interpretation des Resultates nur von Fachpersonen möglich
EISDISP	Berücksichtigung von zwei An-rissstypen Stufenlose Abschätzung dank Index Wenig Inputdaten und schweiz-weit verfügbar	Keine temperaturabhängige Ab-schätzung des Rampenanrisses Von GLETSCHRÜCK-Resultaten abhängig
SEDIINDEX	Effiziente Berechnung über eine grosse Anzahl von Gletschern	Viele Inputdaten Viele Fehlerquellen aus den In-putdaten Arbeit mit Felswandhöhe anstatt-fläche Kontrolle im Feld nötig
VORSEE	Wenig Inputdaten und schweizweit verfügbar	Von GLETSCHRÜCK-Resultaten abhängig Grobe Behandlung der Topogra-phie des Gletscherbettes
MURGANG	Anwendung über MURDISP-Re-sultate oder über benutzerdefi-nierten Startpunkt	Vom Höhenmodell abhängig (Fehlerquelle: Senken) Ausbreitungstendenz Heikle Resultate, für Interpre-tation Expertenwissen nötig
EISLAW	Anwendung über EISDISP-Re-sultate oder über benutzerdefi-nierten Startpunkt möglich Geeignet als Grundlage für Ge-fahrenhinweiskartierung	Vom Höhenmodell abhängig (Fehlerquelle: Senken) Heikle Resultate, für Interpre-tation Expertenwissen nötig Nur bedingt geeignet für Einzel-ereignis

ROCKFALL	Wenig Inputdaten und schweizweit verfügbar	Kein Dispositionsmodul Heikle Resultate, für Interpretation Expertenwissen nötig Überfliessen von Moränenwällen, Aufbranden am Gegenhang vernachlässigt
ATTRAC	Abschätzung der Entwicklung der Landschaftsattraktivität	Abhängig von vielen Inputdaten und Modulresultaten Anfällig auf Fehlerfortpflanzung
PROBLEM	Entscheidungshilfe für Praxis (Raumplanung, Tourismus) Ermöglicht Früherkennung	Abhängig von vielen Inputdaten und Modulresultaten Anfällig auf Fehlerfortpflanzung Heikle Resultate, für Interpretation Expertenwissen nötig
CHANGE	Beobachtung der Entwicklung, Beschleunigung, Entstehung und Verschwinden von Landschaftselementen	Arbeitet ausschliesslich mit anderen Modulresultaten, anfällig auf Fehlerfortpflanzung

Tabelle 28: Zusammenfassung über die Stärken und Schwächen der Module.

GLETSCHRÜCK

Ein grosser Vorteil des Moduls GLETSCHRÜCK ist die geringe Anzahl an benötigten Grundlagendaten. Nur die Verfügbarkeit des Höhenmodells und der Gletscherflächen beschränkt die Anwendung des GLETSCHRÜCKS in anderen Regionen. Sämtliche Gletscherflächen der Schweiz wurden aus Satellitenbildern abgeleitet (Paul, 2003), sodass die Datengrundlage für die Anwendung des GLETSCHRÜCKS grundsätzlich über die ganze Schweiz vorhanden ist. Das GLETSCHRÜCK eignet sich zur Abschätzung, welche Gletscher in einem bestimmten Zeitraum ganz verschwinden werden sowie zur Abschätzung der Gletscherflächen.

Eine grosse Schwäche besteht in der Repräsentation der Gletscherzungen. Weil das Modell die am tiefsten gelegenen Gletscherflächen parallel zu den Höhenlinien abschneidet, kann keine realistische Zungenform wiedergegeben werden. Dies betrifft insbesondere die grossen Talgletscher. Kleinere Gletscher und solche, welche sich aus dem Talboden in die steilen Hänge zurückgezogen haben, werden keine Zungenform mehr aufweisen und dann sind die GLETSCHRÜCK-Resultate wieder realistisch. Ein weiterer Nachteil ist die Vernachlässigung der Dickenänderung, des Gletscherfließens sowie der Topographie des Gletscherbettes. Dies hat zur Folge, dass die Ausaperung von Steilstufen, die an vielen Stellen (z.B. Pers- oder Roseggletscher, siehe Kapitel 6.4.1) beobachtet werden kann, nicht modelliert wird. Auch der Flächenverlust durch seitliches Abschmelzen wird vernachlässigt. Somit wird die Gletscherfläche im oberen Teil überschätzt und im Zungenbereich unterschätzt, womit gesamthaft gesehen wieder eine realistische Abbildung der Flächengrösse resultiert.

Die Genauigkeit des Moduls wird durch die Genauigkeit und Auflösung des digitalen Höhenmodells sowie der Gletscherflächen bestimmt. Beim Berechnen der neuen Gletscherflächen werden die untersten Zellen in Schritten von jeweils 20 Höhenmetern gelöscht. Bei Bedarf kann hier mit kleineren Schritten gearbeitet werden, was jedoch die Rechenzeit des Programms verlängert.

PERMAQUANT

Da das digitale Höhenmodell der einzige Input-Datensatz des PERMAQUANTS ist, kann es effizient über ein grosses Gebiet angewendet werden. Das Resultat als Index statt als scharfe Abgrenzung kommt dem Umstand entgegen, dass auch in der Natur die Permafrostverbreitung keine eindeutigen Grenzen aufweist. So kann ein kleiner Index als eine Stelle mit fleckenhaftem Permafrost oder als Permafrost mit einer mächtigen Auftauschicht interpretiert werden, während ein grosser Index auf flächenhaften Permafrost und auf eine geringmächtige Auftauschicht hinweist.

Permafrostvorkommen, die tiefer als 2100 m ü.M. liegen, werden vom PERMAQUANT nicht erfasst. Auch fliessen die lokalklimatischen Verhältnisse nicht in die Modellierung mit ein. Die Energiebilanzfaktoren werden nur insofern berücksichtigt, als sie aus dem digitalen Höhenmodell über die Exposition und Neigung ableitbar sind.

Die räumliche Auflösung des Resultats wird direkt von der räumlichen Auflösung des Höhenmodells bestimmt.

Durch seine effiziente Anwendung eignet sich das Modul PERMAQUANT für eine erste Abschätzung der Permafrostverbreitung über ein grosses Gebiet. Wenn jedoch an einem Ort punktgenaue Informationen über die Permafrostverhältnisse erforderlich sind, sind Messungen im Feld notwendig. Das PERMAQUANT kann jedoch wertvolle Unterstützung bieten, um die Feldarbeit oder weiterführende Beobachtungen zu planen.

ROCKFROST

Die räumliche Anwendung von ROCKFROST hängt nur von der Verfügbarkeit des digitalen Höhenmodells ab. Die Ausscheidung der Felswände ist abhängig vom digitalen Höhenmodell und den Gletscherdaten.

Die Festlegung von Koeffizienten in der Berechnung berücksichtigt regionalklimatische Verhältnisse. Die Werte für inneralpine Bedingungen basieren auf Messungen am Corvatsch, diejenigen für randalpine Verhältnisse basieren auf Messungen im Jungfraugebiet. ROCKFROST kann auch mit Durchschnittswerten zwischen inner- und randalpinen Bedingungen gestartet werden, für die Anwendung unter völlig anderen klimatischen Bedingungen fehlen jedoch die entsprechenden Koeffizientenwerte.

Das Modul ROCKFROST vernachlässigt den Einfluss der Schneebedeckung. Diese spielt zwar in steilen Felswänden eine untergeordnete Rolle, trotzdem müssen insbesondere die Resultate für relativ flache oder gestufte Felswände mit Vorsicht interpretiert werden (Gruber et al., 2004b).

SOIL

Das Modul SOIL bietet erstmals die Möglichkeit, die heutigen Bodentypen sowohl im Gletschervorfeld Morteratsch als auch flächendeckend für das ganze Oberengadin

automatisch zu berechnen sowie die zukünftige Situation bis 2100 zu simulieren. Die Simulation beinhaltet nicht nur die Entwicklung der heutigen Böden, sondern auch die Neubildung von Böden im zukünftigen Gletschervorfeld. Damit kann ein wertvoller Datensatz erstellt werden, der bisher nicht existierte, jedoch für die Simulation der Vegetationsentwicklung (Modul VEGIKART) eine wichtige Voraussetzung ist.

Die Entwicklung der zukünftigen Gletschervorfelder sowie die Dauer der Eisfreiheit einer bestimmten Fläche wurde basierend auf den Szenarien von Biegger (2004) abgeleitet. Dadurch sind die SOILCHANGE-Resultate nicht für die Gletscherstände aus dem GLETSCHRÜCK gültig, welche sonst im GISALP zur Anwendung kommen. Dieser Umstand musste in Kauf genommen werden, weil die GLETSCHRÜCK-Resultate während der Programmierung des SOILCHANGE noch nicht verfügbar waren.

Da das SOILCHANGE auf der aktuellen Bodenkarte (Egli und Kneisel, 2003) des Gletschervorfeldes Morteratsch basiert, ist es auch nur für dieses Gebiet und die dort herrschenden Bedingungen gültig. Das heisst, es kann nur auf reinem Silikatgestein und in einem Gletschervorfeld mit Sedimentbedeckung vernünftige Resultate liefern. Selbst wenn diese beiden Bedingungen erfüllt sind und SOILCHANGE in einem dem Morteratsch ähnlichen Vorfeld angewendet wird, sind die Resultate sehr unsicher und müssen durch Feldbegehung überprüft werden.

Die Simulation von Bodentypen wie Ranker oder saurer Braunerde sind nicht mit aktuellen Feldbeobachtungen abgestützt, da das heutige Gletschervorfeld für diese Bodentypen noch zu jung ist. Ihre Simulation ist nur über Angaben aus der Literatur abgestützt und muss deshalb als unsicherer bezeichnet werden als die Simulation der übrigen Bodentypen.

Die SOILMAP-Resultate wurden für die heutigen Verhältnisse anhand von Stichproben überprüft, wobei rund 60% der Stichproben mit den Modellresultaten übereinstimmen. Der grösste Teil der Fehler ist auf die Auflösung des digitalen Höhenmodells zurückzuführen. Es gibt keine Möglichkeit, die Simulation der Bodentypen und Gründigkeit bis 2100 zu validieren (Wernli, 2005).

VEGIKART

Das Modul VEGIKART ermöglicht es erstmals, die Vegetationsentwicklung im zukünftigen Gletschervorfeld bis ins Jahr 2100 zu modellieren. Damit können wichtige Datengrundlagen erstellt werden, die vom MURDISP oder ATTRAC weiterverarbeitet werden.

VEGIKART basiert auf den SOIL-Resultaten sowie auf den Gletscherrückzugs-Szenarien. Das bedeutet, dass sich Fehler und Ungenauigkeiten aus der Bodenmodellierung im VEGIKART fortpflanzen. Wie das SOIL basiert auch das VEGIKART auf den Gletscherständen von Biegger (2004) und stimmt nicht mit den GLETSCHRÜCK-Resultaten überein. Eine Anwendung in einem anderen Gletschervorfeld setzt das Vorhandensein von Bodendaten und Gletscherszenarien voraus.

Das VEGIKART erlaubt nur eine sehr grobe Abschätzung der Vegetationsentwicklung und unterscheidet nur vier Vegetationsgesellschaften. Zur Zeit entwickelt S. Hangartner in ihrer Diplomarbeit ein Programm, welches die Vegetationsentwicklung im Gletschervorfeld Morteratsch simulieren soll. Da ihre Arbeit während der Projektdauer des GISALP nicht abgeschlossen wird, kann ihr Modell nicht im GISALP in-

tegiert werden. Nach Abschluss ihrer Arbeit wäre die Integration ihres Modells eine Qualitätsverbesserung für das GISALP.

MURDISP

Das Modul MURDISP nutzt die Murgangkartierung von Patterson (2003) sowie der geomorphologischen Karte des Oberengadins (Koch, 2003). Deshalb ist es auf die Verhältnisse im Oberengadin zugeschnitten und kann dank den geomorphologischen Daten auf äusserst wertvolle Grundlagendaten zugreifen, was als bedeutende Stärke des MURDISP bezeichnet werden darf. Ohne die geomorphologische Karte müssten Erosions- und Murgangrinnen aus dem digitalen Höhenmodell ausgeschieden werden, was bei einer Auflösung von 25 m zu einem sehr unvollständigen Resultat geführt hätte. Auch die Ausscheidung von Altschuttgebieten (Moränen, inaktive Blockgletscher, Schutthalden- und Kegel) sowie von Lockermaterialflächen im Untersuchungsgebiet wäre ohne die geomorphologische Karte nicht in dieser Genauigkeit und Vollständigkeit möglich und müsste durch Mustererkennung aus einer Pixelkarte herausgelesen werden. Die Verwendung von Resultaten aus den Modulen PERMAQUANT, GLETSCHRÜCK, VEGIKART und SEDIINDEX erlaubt eine zeit- resp. temperaturabhängige Berechnung der Murgangdisposition.

Die Verarbeitung der zahlreichen Grundlagendaten muss gleichzeitig auch als Nachteil bezüglich der räumlichen Verwendung des MURDISP angesehen werden. So sind die geomorphologischen Daten für die Plaiv-Gemeinden unterhalb von La Punt – Chamuesch nicht vorhanden. Die Anwendbarkeit ausserhalb des Oberengadins mit anderen geomorphologischen Datensätzen ist nur möglich, wenn dasselbe Datenmodell verwendet wurde. Eine weitere Voraussetzung für die Anwendung des MURDISP ist auch das Vorhandensein der zahlreichen Modulresultate, auf die es zugreift.

Da das MURDISP auf zahlreiche andere Modulresultate angewiesen ist, ist seine Qualität von der Qualität der Module PERMAQUANT, GLETSCHRÜCK, VEGIKART und SEDIINDEX abhängig. Das Resultat liegt in Form eines Rasters mit 25 m-Auflösung vor.

Bei den Indexwerten im Resultat handelt es sich um eine qualitative Aussage. Sie erlauben lediglich einen qualitativen Vergleich der Murganganrissgebiete untereinander, jedoch keine Interpretation über die absolute Wahrscheinlichkeit für die Auslösung eines Murgangs. Auch das auslösende Ereignis oder seine Eintretenswahrscheinlichkeit sind im Modul nicht berücksichtigt.

Die Interpretation der MURDISP-Resultate setzt ein gutes Wissen über den Prozess Murgang und seine Anrissbedingungen voraus.

EISDISP

Das EISDISP kann grundsätzlich überall angewendet werden, wo das digitale Höhenmodell sowie die Gletscherflächen verfügbar sind.

Die Genauigkeit des EISDISP wird durch die Genauigkeit des digitalen Höhenmodells sowie der Gletscherflächen resp. der Resultate des Moduls GLETSCHRÜCK bestimmt. Bei einer Unterschätzung der Gletscherflächen können nicht alle Eislawinendispositionsgebiete gefunden werden.

Eine temperaturabhängige Abschätzung der Eislawinen-Anrissgebiete vom Rampentyp ist im GISALP nicht umgesetzt, wäre aber denkbar, indem die Formel so modifiziert wird, dass die kritische Neigung als Funktion der Höhe eingeht. Dies berücksichtigt den Umstand, dass mehr Schmelzwasser am Gletscherbett die Stabilität des Eises in Rampenlagen beeinträchtigt, hierzu konnte jedoch keine quantitative Information gefunden werden.

Die Auslösung einer Eislawine vom Kantentyp setzt voraus, dass die Steilstufe unmittelbar unterhalb der Kante eisfrei ist und das darüberliegende Eis nicht mehr abgestützt ist. Diese Situation tritt ein, wenn die Position der Gletscherzunge eine Steilstufe erreicht oder eine solche Stelle innerhalb der Gletscherfläche ausapert. Aufgrund der Resultate aus dem Modul GLETSCHRÜCK ist es nicht möglich, diese Situationen zu berücksichtigen.

Die Anrissgebiete vom Kantentyp befinden sich, wie die Beobachtung am Roseggletscher zeigte, unmittelbar oberhalb des Geländeknicks in relativ flachem Gelände. Das EISDISP scheidet jedoch den Geländeknick selber als Anrissgebiet aus. Durch die Ausscheidung des Gebietes unmittelbar oberhalb der Steilstufe könnte eine bessere Übereinstimmung zwischen dem modellierten und dem beobachteten Anrissgebiet erreicht werden.

Die Interpretation der Resultate erfordert, wie beim Modul MURDISP, entsprechende Kenntnis über Eislawinen. Genau wie beim Modul MURDISP berechnet auch das EISDISP nur die möglichen Anrissgebiete mit einem qualitativ zu interpretierenden Wert, liefert aber keinerlei Informationen über die absolute Wahrscheinlichkeit, dass an diesen Stellen auch tatsächlich je eine Eislawine anreissen könnte und sagt nichts aus über mögliche auslösende Faktoren.

SEDIINDEX

Das Wissen, ob ein zukünftiges Gletschervorfeld schuttbedeckt oder von Fels geprägt ist, bildet im GISALP eine wichtige Information, die vom Modul MURDISP und ATTRAC weiterverarbeitet wird. Das Modul SEDIINDEX automatisiert den zeitraubenden Schritt, aus Landeskarten oder anderen Datenquellen die für die Berechnung des Indexes notwendigen Parameter abzuleiten.

Die Anwendung ist in anderen Gebieten möglich, sofern die benötigten Inputdaten zur Verfügung stehen (digitales Höhenmodell, Gletscherflächen, zentrale Fliesslinie). Die zentralen Fliesslinien standen für die Gletscher des Oberengadins nicht zur Verfügung und wurden für die 45 grössten Gletscher von Hand digitalisiert.

Bei der Berechnung der für den Index benötigten Werte müssen die folgenden Ungenauigkeiten in Kauf genommen werden (Zemp, 2002):

- Neigung des Gletscherbaches: Da keine Informationen über die Topographie des Gletscherbettes vorliegen, muss mit der Höhe der Gletscheroberfläche anstatt der des Gletscherbettes gearbeitet werden. Dieser Fehler darf jedoch als klein bezeichnet werden.
- Mittlere Felswandhöhe: Hier empfiehlt Zemp, anstelle der mittleren Felswandhöhe mit den Felsflächen zu rechnen. Zwar ist die mittlere Felswandhöhe im Gelände einfacher abzuschätzen als die Felsfläche, bei einer automatischen Berech-

nung ist jedoch die Bestimmung der Felsfläche einfacher und für die vorliegende Fragestellung aussagekräftiger. Trotzdem kommt in dieser Arbeit die mittlere Felswandhöhe zum Einsatz, um die Vergleichbarkeit mit anderen Arbeiten zu ermöglichen.

- Höhe der Gleichgewichtslinie: Weil sämtliche topographischen Einflüsse wie Exposition oder Neigung vernachlässigt werden und von einem Gleichgewichtszustand der Gletscher ausgegangen wird, ist die Abschätzung der Höhe der Gleichgewichtslinie ungenau.
- Massenbilanz (Parameter b): Bisher wurde der Index von allen Autoren unter der Annahme einer ausgeglichenen Massenbilanz des Gletschers berechnet und somit der Parameter b auf 0 gesetzt. Dies deshalb, weil nur so ein Vergleich der Resultate möglich ist (Haeberli, 1986; Wenzel, 1992; Zemp, 2002).

Infolge dieser unter starken Vereinfachungen stattfindenden Abschätzungen vieler Parameter muss die Interpretation des Indexes mit entsprechender Vorsicht ausgeführt werden. In jedem Fall darf er nur als eine erste grobe Abschätzung betrachtet werden, die unbedingt im Feld zu verifizieren ist. Bei Bedarf empfiehlt sich die Berechnung des Indexes von Hand und ein Vergleich mit dem automatisch berechneten Index, um das Programm zu testen. Gut wäre auch das mehrmalige Berechnen des Indexes unter Verwendung jeweils der Minimal- und Maximalwerte der Inputparameter. Als erste Abschätzung kann das Resultat mit dem aktuellen Gletschervorfeld verglichen werden. Dabei ist aber zu berücksichtigen, dass der Index nicht die Sedimentbilanz im aktuellen Vorfeld, sondern unter dem aktuellen Gletscher berechnet, was nicht bei allen Gletschern dasselbe sein muss. Vermutlich beeinflusst der Wert der Gletscherfläche den Index zu stark, sodass bei der Berechnung zukünftiger Verhältnisse eine Tendenz in Richtung Sedimentbett entsteht, weil die Gletscherfläche abnimmt (Zemp, 2002).

Die automatische Berechnung des Indexes wurde an 84 Gletschern im Wallis getestet, an denen Wenzel (1992) von Hand den Index bestimmt hat. Bei 86% wurde dasselbe Resultat erzielt. Bei 5 Gletschern wurde das Gegenteil von dem berechnet, was im Vorfeld gefunden werden kann. Alle diese fünf Gletscher haben eine Fläche, die kleiner ist als 0.4 km^2 . Dies stärkt den Verdacht, dass die Gletscherfläche im Index einen zu grossen Einfluss hat. Das zweite Problem ist die Berechnung mit der Felswandhöhe anstatt der Felswandfläche. Eine Felswand mit einer grossen Fläche kann mehr Schutt auf den Gletscher liefern als eine kleine Felswand, obwohl beide dieselbe Höhe haben können (Zemp et al., 2005).

Um das SEDIINDEX ohne Kontrolle von Hand und im Feld anwenden zu können, sind noch Verbesserungen und Verfeinerungen am Programm notwendig.

Über die Aussagekraft des SEDIINDEX für zukünftige Verhältnisse liegen noch keine Erfahrungen vor. Weiterführende Untersuchungen zu diesem Punkt wären wünschenswert. Dabei sollte dem Einfluss der sich ändernden Faktoren (Gletscherfläche, Felsfläche und Massenbilanz) besondere Aufmerksamkeit geschenkt werden. Die Resultate im GISALP legen den Verdacht nahe, dass die Gletscherfläche einen grossen Einfluss auf den Index ausübt und die Tendenz zu kleineren Gletscherflächen mit einer stark ansteigenden Tendenz zu Sedimentbetten einhergeht.

Eine Verbesserung der Niederschlagswerte ist möglich, indem für die jeweilige Gletscherfläche die Durchschnittswerte der Niederschlagsdaten aus dem HADES verwendet werden.

VORSEE

Wie das Modul EISDISP benötigt auch das VORSEE als Inputdaten lediglich das digitale Höhenmodell sowie die Gletscherflächen, was die Anwendung über ein grosses Gebiet ermöglicht. Die Anwendung dieses Moduls ist nur für zukünftige Situationen sinnvoll, denn die heutigen Gletscherseen sind auf der Landeskarte eingezeichnet.

Da keine Daten über die Topographie der Gletscherbetten vorliegen, wird die Position eines zukünftigen Sees allein aufgrund der Topographie der Gletscheroberfläche abgeschätzt. Die Resultate des Moduls GLETSCHRÜCK beantworten die Frage, wann ein See entsteht. Hierbei sind die Schwächen des GLETSCHRÜCKS bezüglich der Abbildung von Form und Position der Gletscherzungen zu beachten.

Das Modul VORSEE berechnet nur Seen, die aufgrund von Muldenlagen im Gletscherbett entstehen. Die Bildung von Seen aufgrund von Stauungen durch Moränen werden nicht berücksichtigt.

MURGAN

Mit der Simulation der von einem Murgang betroffenen Fläche aus den MURDISP-Resultaten oder einem benutzerdefinierten Startpunkt bildet das Modul MURGAN ein wichtiges Werkzeug innerhalb des GISALP und berechnet wichtige Grundlagen für das Modul PROBLEM.

Das Modell kann weder die physikalischen Eigenschaften eines Murgangs noch Abflussmenge, Volumen oder geotechnische und geologische Eigenschaften in der Abflussrinne berücksichtigen. So ist es auch nicht möglich, mit den Resultaten irgendwelche Information über Volumen, Menge an erodiertem oder sedimentiertem Material sowie Grösse des maximalen Abflusses zu liefern.

Die Modellresultate sind in erster Linie von der Qualität des verwendeten digitalen Höhenmodells abhängig. Dieses wird vor der eigentlichen Modellierung auf Senken getestet und korrigiert, da Senken häufige Fehler in Höhenmodellen sind und zum Anhalten des Murgangs führen. Viele Murgänge starten in Schuttkegeln und folgen einer schmalen Erosionsrinne. Diese Rinnen fallen meistens unter die Auflösung des Geländemodells, was zur Folge hat, dass auf diesen konvex gewölbten Schuttkegeln eine unrealistisch starke Ausbreitung simuliert wird. Allgemein muss auf flachen oder sogar konvexen Hängen mit einer zu gross berechneten Ausbreitung gerechnet werden. In solchen Situationen ist eine Anwendung des Modells ohne Ausbreitungsfunktion, also nur entlang des steilsten Pfades, zu empfehlen.

Ein Vergleich des modellierten Resultats mit dem Murgangereignis Täsch (VS) vom 25. 6. 2001, ausgelöst durch den Ausbruch des Weingartensees, ist zufriedenstellend (Huggel et al., 2003a; Huggel et al., 2003b). Der modellierte Murgang betraf zwar eine grössere Fläche als der beobachtete, im Hinblick auf eine erste Abschätzung eines maximal möglichen Ereignisses unter der Verwendung eines kleinen Pauschalgefälles ist dies jedoch auch zu erwarten. Bei der Interpretation des berechneten Mur-

gangs muss auch immer die Wahrscheinlichkeit beachtet und nicht die betroffene Fläche als Einheit verstanden werden.

Die Resultate dieses Moduls dürfen keinesfalls metergenau und ohne Feldbegehung interpretiert werden. Der Index im Resultat sagt etwas darüber aus, mit welcher Wahrscheinlichkeit die entsprechende Stelle betroffen wird, sofern der Murgang losgeht. Es erlaubt aber keinerlei Interpretation über die Wahrscheinlichkeit, dass der entsprechende Murgang auch tatsächlich anbricht.

EISLAW

Das Modul EISLAW weist analoge Stärken und Schwächen auf wie das Modul MURGANG, da die beiden Module sehr ähnlich sind. Unter Verwendung der vom Modul EISDISP berechneten Startpunkte oder eines benutzerdefinierten Startgebietes ermöglicht das Modul EISLAW die Abschätzung der von einer Eislawine betroffenen Fläche. Die Genauigkeit der Resultate ist stark von der Genauigkeit des digitalen Höhenmodells abhängig. Vor allem Senken, die häufige Fehler im Höhenmodell darstellen, führen zum Stoppen der Simulation und somit zu einem Unterschätzen der Eislawine.

Die Interpretation der Resultate zur Anwendung in der Praxis sowie allfällige weitere Schritte erfordern Expertenwissen und Feldarbeit. Das Modul EISLAW ist konzipiert für die Anwendung bei der Erstellung von Gefahrenhinweiskarten über eine Region und eignet sich weniger für die metergenaue Untersuchung eines Einzelereignisses (Salzmann et al., 2004).

Salzmann (2002) testete die Ergebnisse der Eislawinenberechnungen mit der Gefahrenhinweiskarte von Bieri (1996), welcher mit ähnlichen statistischen Ansätzen, jedoch anstatt mit GIS im Feld gearbeitet hat. Die Übereinstimmung der Resultate ist zufriedenstellend.

ROCKFALL

Durch die Verwendung sämtlicher Felswände im Untersuchungsgebiet als potentielle Anrissgebiete kann mit dem Modul ROCKFALL eine Abschätzung der potentiell von Steinschlag oder Felssturz betroffenen Gebiete erstellt werden. Bis jetzt ist eine Differenzierung der möglichen Anrissstellen nicht möglich, sodass dem Modul ROCKFALL, im Gegensatz zum EISLAW und MURGANG, ein Dispositionsmodul fehlt.

Die Felssturzsimulation wurde anhand bekannter Ereignisse im Alpenraum getestet. Das Überfließen von Moränen oder das Aufbranden an der gegenüberliegenden Talseite, wie es bei grösseren Ereignissen beobachtet werden kann, wird nicht berücksichtigt, weil das Modell nur eine abwärts gerichtete Ausbreitung simulieren kann. Weil das Volumen vom Modell nicht berücksichtigt wird, überschätzt es insbesondere die von kleinen Steinschlagereignissen betroffene Fläche. Bei der Simulation von kleinen Ereignissen beeinflusst die Auflösung des Geländemodells das Resultat wesentlich. Trotz dieser Ungenauigkeiten ist das Modell geeignet, um vor einer Feldbegehung eine erste Gefahrenabschätzung vorzunehmen (Nötzli et al., submitted).

ATTRAC

Das Modul ATTRAC ermöglicht erstmals eine automatische Abschätzung der Landschaftsattraktivität im Oberengadin. Es darf als Prototyp zur Simulation der Landschaftsattraktivität im Hochgebirge bezeichnet werden. Die Anwendung des ATTRACs wird durch die vielen Inputdaten, die es benötigt, räumlich eingeschränkt. Dank den wertvollen Daten bezüglich Raumplanung, Infrastruktur sowie sämtlichen Schutzgebieten, welche der Kanton Graubünden für diese Arbeit zur Verfügung gestellt hat, sowie der geomorphologischen Karte und zahlreichen Modulresultaten ist die Anwendung des ATTRACs auf grosse Gebiete des Oberengadins möglich.

Kein anderes Modul verarbeitet so viele Inputdaten und greift auf so viele Modulresultate zu wie das ATTRAC. Entsprechend kann seine Qualität und Genauigkeit nur so gut sein wie die der schlechtesten Inputdaten resp. Modulresultate.

Im Winter gelten andere Kriterien für die Landschaftsattraktivität als im Sommer, weil im Winter viele Landschaftselemente unter dem Schnee liegen und gar nicht sichtbar sind, eine andere Infrastruktur benötigt wird und andere Sportarten ausgeübt werden. Diesem Unterschied kann das ATTRAC keine Rechnung tragen. So fliessen die Skigebiete (Intensiverholungsgebiete) einmal als attraktivitätsfördernd und einmal als Attraktivitätsverlust in die Berechnung ein, da sie im Winter die Ausübung des Skisports ermöglichen und im Sommer als vom Mensch veränderte Flächen negativ ins Auge stechen.

Trotz des Vorhandenseins von sehr vielen Daten liegen nicht alle flächendeckend für das gesamte Oberengadin vor. Beispielsweise fehlt die Geomorphologie für die Plaiv unterhalb von La Punt – Chamues-ch, oder die Zonenpläne (Tourismus- und Freizeit-zonen) von zahlreichen Gemeinden sind noch nicht digital verfügbar. Erhebliche Unterschiede im Resultat repräsentieren nicht unbedingt auch Unterschiede in der Landschaftsattraktivität, sondern sind aufgrund nicht flächendeckend vorhandener Inputdaten entstanden.

PROBLEM

Die Ausscheidung von Problemräumen hängt sehr stark von der Qualität der Prozessmodule MURGANG, EISLAW und ROCKFALL ab, und diese wiederum von den Dispositionsmodulen MURDISP und EISDISP. Deshalb müssen ihre Resultate mit grosser Vorsicht interpretiert werden und dürfen keinesfalls direkt und ohne weitere Abklärungen und Untersuchungen im Feld in irgendeiner Form in der Praxis verwendet werden. Da es sich um heikle Resultate handelt, ist ihre Kommunikation und Verwendung in der Praxis mit grosser Sorgfalt und entsprechender fachlicher Begleitung eines Experten vorzunehmen.

Auch die Abnahme der Landschaftsattraktivität, welche ebenfalls ein Resultat des Moduls PROBLEM ist, darf nicht als fertiges Resultat angesehen werden, da das ATTRAC nicht alle benötigten Inputdaten flächendeckend zur Verfügung hat. Auch verarbeitet das Modul ATTRAC einige Inputdaten, die bis 2100 durchaus eine Veränderung erfahren, diese wird jedoch von keinem Modul berücksichtigt. Insbesondere hat die Entwicklung der Siedlungsflächen, der Verkehrswege oder der touristischen Transportanlagen einen grossen Einfluss auf die PROBLEM-Resultate. Diese Einflüsse unterliegen politischen und wirtschaftlichen Entscheiden und können im Rahmen des

GISALP nicht durch ein Modul simuliert werden. Deshalb fließen diese Daten bis 2100 unverändert in die Berechnungen ein.

Obwohl die Aussagekraft der PROBLEM-Resultate sehr beschränkt ist, bildet es ein sehr wichtiges Modul im GISALP und zeigt die Methode auf, wie heutige und zukünftige Problemräume aufgespürt werden können. Bei einer Weiterentwicklung der Dispositions- und Prozessmodule oder des ATTRACs wird automatisch auch die Aussagekraft der PROBLEM-Resultate steigen.

CHANGE

Das CHANGE-Modul vergleicht ausschliesslich Modulresultate von verschiedenen Zeitpunkten untereinander und ermöglicht dadurch Aussagen über Geschwindigkeit, Beschleunigung sowie räumliche Verteilung der Veränderungen. Mit Hilfe der CHANGE-Resultate kann visualisiert werden, wo und wann etwas neu entsteht, ganz verschwindet, zunimmt oder abnimmt.

CHANGE ist das einzige Modul, welches nur mit Modulresultaten arbeitet und über keinerlei andere Inputdaten verfügt. Somit hängt seine Genauigkeit, Qualität und räumliche Anwendungsmöglichkeit direkt von den Modulresultaten ab.

7.4 Diskussion der Synthese

7.4.1 Fehlerfortpflanzung

Da die Module miteinander verhängt sind und die Resultate eines Moduls als Inputdaten in ein anderes Modul einfließen, fließen auch die Fehler eines Moduls in das nächste mit ein. Auf diese Weise pflanzen sich die Fehler eines Moduls in den Resultaten mehrerer anderer Module fort. Nicht alle Modulresultate beeinflussen gleich viele andere Modulresultate. Ganz grob kann gesagt werden, dass die Temperatur-Reaktionsmodule am Anfang der Synthese stehen und ihre Resultate die Dispositionsmodule beeinflussen, diese wiederum die Prozessmodule und die ihrerseits die Interpretationsmodule. Die Interpretationsmodule bilden den Schluss der Kette und beeinflussen die anderen Module nicht mehr. Tabelle 29 gibt einen Überblick darüber, welches Modul wieviele andere Module mit seinem Resultat direkt oder indirekt über andere Module beeinflusst.

Modul	Beeinflusst direkt	Beeinflusst indirekt	Beeinflusst total	Wird beeinflusst direkt	Wird beeinflusst indirekt	Wird beeinflusst total
GLTTSCHRÜCK	9	3	12	-	-	-
SOIL	2	4	6	1	-	1
PERMAQUANT	2	2	4	-	-	-
VEGIKART	3	2	5	2	-	2
SLDIINDEX	3	2	5	1	-	1
VORSEE	2	1	3	1	-	1
MURDISP	2	1	3	4	1	5
ESDISP	2	1	3	1	-	1

E SLAW	2	-	2	1	1	2
M URGANG	2	-	2	1	5	6
R OCKFALL	2	-	2	1	-	1
A TTRAC	2	-	2	4	1	5
P ROBLEM	1	-	1	4	8	12
C HANGE	-	-	-	13	-	13

Tabelle 29: Auflistung, welche Module wieviele der anderen Module beeinflussen oder von wievielen anderen Modulen beeinflusst werden. Rot hinterlegt sind die Temperatur-Reaktionsmodule, gelb die Dispositionsmodule, lila die Prozess- und blau die Interpretationsmodule.

Die GLETSCHRÜCK-Resultate üben den grössten Einfluss in der Synthese aus, direkt fliessen sie in 9 andere Module ein und indirekt werden 12 der insgesamt 14 Modulresultate von den GLETSCHRÜCK-Resultaten beeinflusst. Das bedeutet, dass sämtliche Fehler und Ungenauigkeiten, welche das GLETSCHRÜCK aufweist (siehe Kapitel 7.3), sich in die anderen Modulresultate fortpflanzen. Die Genauigkeit und Güte der 12 betroffenen Modulresultate kann höchstens so gut sein wie die des GLETSCHRÜCKs, zumindest im Bereich der Gletscher. An zweiter Stelle folgt das SOIL, das direkt und indirekt 6 weitere Module beeinflusst. Da die SOIL-Resultate nur für das Gletschervorfeld Morteratsch in der Synthese berücksichtigt werden konnten, sind auch die Resultate der 6 vom SOIL beeinflussten Module streng genommen nur für dieses Gletschervorfeld gültig und es darf kein Vergleich der Resultate zwischen dem Gletschervorfeld Morteratsch und dem übrigen Oberengadin vorgenommen werden. Wie aus Tabelle 29 ersichtlich ist, beeinflussen die Temperatur-Reaktionsmodule zusammen insgesamt 27 Mal ein anderes Modul, die Dispositionsmodule 14 Mal, die Prozessmodule noch 6 Mal und die Interpretationsmodule stehen mit 3 Beeinflussungen am Schluss der Rangliste.

Die Rangliste der am stärksten von anderen Resultaten beeinflussten Module sieht genau umgekehrt aus. Hier sind die Interpretationsmodule die Spitzenreiter. Da das CHANGE-Modul auf alle anderen Module angewendet werden kann, wird es von allen übrigen 13 Modulen beeinflusst, obwohl jedes Resultat jeweils nur ein CHANGE-Resultat beeinflusst. Auch das Modul PROBLEM weist eine grosse Beeinflussung auf. Einerseits greift es auf die ATTRAC-Resultate zu und andererseits auf sämtliche Resultate der Prozessmodule, die wiederum von den Dispositionsmodulen und jene von den Temperatur-Reaktionsmodulen herkommen. Wie aus Tabelle 29 hervorgeht, werden die Interpretationsmodule insgesamt 30 Mal von anderen Modulresultaten beeinflusst, die Prozessmodule 9 Mal, die Dispositionsmodule 8 Mal und die Temperatur-Reaktionsmodule 3 Mal.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die Temperatur-Reaktionsmodule die grösste Beeinflussung ausüben und deshalb der Verbesserung dieser Module bezüglich Genauigkeit und Qualität der Resultate erste Priorität zukommen sollte. Da die Resultate der Interpretationsmodule eine so starke Beeinflussung erfahren, müssen ihre Resultate als die ungenauesten angesehen werden und entsprechend vorsichtig interpretiert werden. Um ihre Aussagekraft zu verbessern, reicht es nicht, nur an ih-

nen zu arbeiten. Ohne gleichzeitige Verbesserung der sie beeinflussenden Module können sie nur bis zu einem bestimmten Grad verbessert werden.

7.4.2 Stärken

Bisher wurden die einzelnen Programme und Module nur voneinander getrennt angeschaut. Die einzelnen Module erlaubten zwar die Abschätzung eines Landschaftsobjektes für heutige und zukünftige Verhältnisse, nicht aber deren Auswirkungen auf andere Objekte.

Dank der Synthese im GISALP wird es möglich, die Hochgebirgslandschaft als ein System zu erfassen. Durch die Verknüpfung der Module können die Beziehungen und Beeinflussungen zwischen den verschiedenen Landschaftsobjekten modelliert werden. Dies erlaubt die Abschätzung möglicher Landschaftsveränderungen bis ins Jahr 2100 unter Berücksichtigung der gegenseitigen Beeinflussungen und Interaktionen der Landschaftsobjekte.

Durch die Verwendung der Daten und Module aus unterschiedlichen Fachbereichen wie Glaziologie, Geomorphologie, Vegetations- und Bodenkunde wird die Abschätzung der zukünftigen Landschaftsveränderungen interdisziplinär angegangen und es kann von einer interdisziplinären Synthese gesprochen werden.

Aus der Verknüpfung der Module werden neue Erkenntnisse gewonnen, die vorher nicht verfügbar waren. So können beispielsweise die Berechnung der Problem- oder Veränderungsräume oder der Landschaftsattraktivität als eigentliche Syntheseresultate bezeichnet werden, die unter Verwendung zahlreicher anderer Modulresultate gewonnen werden.

Die Umsetzung der Synthese stellt eine Möglichkeit dar, wie ein komplexes System wie die Hochgebirgslandschaft klimasensitiv modelliert werden kann. Durch Verbesserungen der Module sowie Integration weiterer Daten oder Module kann die Modellierung der Landschaftsveränderungen jederzeit verbessert werden. Voraussetzung ist jedoch ein einheitliches Datenmodell. Wenn die Daten basierend auf einem anderen Datenmodell erhoben wurden, kann ihre Integration unter Umständen nur unter grossem Zeitaufwand vorgenommen werden. In diesem Sinn kann das GISALP auf die Bedeutung des Datenmodells aufmerksam machen.

Durch die Integration der verschiedenen Daten und Module und ihrer Organisation an einem Ort vermag das GISALP eine gute Übersicht über die vorhandenen Daten und Module zu geben.

7.4.3 Schwächen

Die Fehlerfortpflanzung in der Synthese, wie sie im Kapitel 7.4.1 beschrieben ist, muss als eine grundsätzliche Schwäche von Geo-Informationssystemen wie dem GISALP bezeichnet werden. Da die meisten der Inputdaten aus anderen Quellen stammen und integriert wurden, kann auf ihre Qualität kaum Einfluss genommen werden. Wichtige Daten fehlen teilweise ganz oder stehen nicht flächendeckend zur Verfügung, was sich ebenfalls auf die Aussagekraft und Vergleichbarkeit der Resultate auswirkt.

Einige wichtige Module fehlen im GISALP ganz oder können nur auf ein bestimmtes Gebiet angewendet werden. So sind keine Module vorhanden, welche die oberflä-

chennahe Erosion oder den Abfluss modellieren. Die Schutzwürdigkeit oder die Nutzungseignung sowie ihre zeitliche und räumliche Entwicklung kann ebenfalls von keinem Modul berechnet werden. Auch für die Abschätzung der Schutzwürdigkeit oder der Nutzungseignung sowie ihrer zeitlichen Entwicklung ist kein Modul vorhanden.

Weiter sind einige Modulresultate wie diejenigen von PERMAQUANT, ROCKFROST, VEGIKART, EISDISP, MURDISP, EISLAW, ROCKFALL, MURGANG und ATTRAC zu hinterfragen, weil das Prozessverständnis noch mangelhaft ist und somit das Modell Fehler aufweist. Auch ist es im Rahmen dieses interdisziplinären Projektes nicht bei allen Prozessen möglich, ihre komplexen Reaktionen vollständig zu programmieren, weil sie zu kompliziert oder rechenaufwändig sind.

Die angestrebte Synthese wird wohl immer unvollständig bleiben. Versucht man, alle Landschaftsobjekte im System Hochgebirge zu erfassen und alle gegenseitigen Beeinflussungen und Beziehungen zwischen ihnen abzubilden, läuft man rasch Gefahr, die Übersicht zu verlieren und vor einem dermassen komplexen System zu stehen, dessen Umsetzung mit den vorhandenen Ressourcen kaum noch zu bewältigen wäre. Auch kann die Synthese nicht vollständig sein, solange das Systemverständnis über die Hochgebirgslandschaft noch ungenügend ist. Die Forschung konzentriert sich viel stärker auf einzelne Fachgebiete und hat bisher den interdisziplinären Aspekt kaum berücksichtigt. Deshalb ist das Systemverständnis nur lückenhaft vorhanden, insbesondere, was die gegenseitige Beeinflussung der Landschaftsobjekte aus den unterschiedlichen Fachgebieten betrifft. Trotzdem zeigt das GISALP auf, dass es möglich ist, das Hochgebirge als System zu modellieren und dass durch Weiterentwicklung von Modulen und Daten grosse Verbesserungen möglich sind.

8 Schlussfolgerungen

Das GISALP darf als erster Versuch bezeichnet werden, die für das Oberengadin vorhandenen digitalen Daten und Module in einem Geo-Informationssystem zusammenzubringen, miteinander zu analysieren und daraus Szenarien über die Landschaftsveränderungen bis ins Jahr 2100 zu entwickeln.

DATENMODELLIERUNG

Um dessen Umsetzung zu ermöglichen, wurde ein an die Bedürfnisse des GISALPs angepasstes Datenmodell entwickelt. Es ermöglicht dank seiner Ordnerstruktur und Namensgebung einen effizienten Zugriff auf die Datensätze sowohl durch Benutzer als auch automatisch durch Module. Eine effiziente Erweiterung des GISALPs durch die Integration neuer Daten oder Module ist gewährleistet. Das GISALP wurde nicht mit einem objektorientierten Datenmodell und einer objektorientierten Programmiersprache umgesetzt, obwohl dies ursprünglich geplant war. Dies deshalb, weil die Softwareversion, welche eine objektorientierte Datenmodellierung ermöglicht, erst während der Entwicklung des GISALPs verfügbar wurde. So sind sämtliche Daten und Module, die aus anderen Quellen stammen und ins GISALP integriert wurden, nicht im objektorientierten Format erhältlich. Die Umkonvertierung der Daten ist aber effizient möglich, da das Datenmodell im GISALP soweit möglich die Struktur des objektorientierten Datenmodells übernommen hat. Die Übersetzung der Module in eine objektorientierte Programmiersprache konnte im Rahmen dieses Projektes nicht vorgenommen werden. In der neusten Version der Software wird auch wieder die ebenenstrukturierte Programmiersprache unterstützt.

SYNTHESE

Die Synthese zeigt auf, wie die Module untereinander in Verbindung stehen. Sie bildet die Vorlage bei der Integration der Module zu einem Geo-Informationssystem. Die Interpretationsmodule ATTRAC, CHANGE und PROBLEM können als eigentliche Synthesemodule bezeichnet werden, da sie mit den Resultaten der meisten anderen Module arbeiten und gleichzeitig auch auf weitere Daten zugreifen. Sämtliche Module laufen zeitabhängig für die heutige Situation sowie die Szenarienjahre 2025, 2050, 2075 und 2100, womit die Landschaftsveränderungen bis 2100 abgeschätzt werden können. Zur Beurteilung von spezifischen Situationen ist je nach Bedürfnissen eine benutzerdefinierte Kombination der Module möglich, wie es in den Kapiteln 6.3.2 und 6.4.3 an konkreten Beispielen aufgezeigt ist. Zwar sind viele Modulresultate als grob zu bezeichnen, dafür ermöglicht die Synthese robuste Abschätzungen der Landschaftsveränderungen, die effizient berechnet werden können, ohne von schwierig erhältlichen Inputdaten oder Messungen abhängig zu sein.

VERÄNDERUNGSRÄUME

Die Entwicklung des Moduls CHANGE ermöglicht die Berechnung von inhaltlich beliebigen Veränderungsräumen zwischen zwei beliebigen Zeitpunkten. Die CHANGE-Resultate enthalten nicht nur die Information, ob sich etwas verändert, sondern sie differenzieren auch, ob es sich um eine Abnahme oder eine Zunahme han-

delt, ob etwas ganz verschwindet oder neu entsteht. Da das Modul CHANGE auch auf seine eigenen Resultate angewendet werden kann, also die Veränderungen der Veränderungsräume berechnet werden können, sind Aussagen über Geschwindigkeit und Beschleunigung der ablaufenden Veränderungen möglich.

PROBLEMÄUERE

Das Auffinden von Problemräumen wird durch das Modul PROBLEM zeitabhängig ermöglicht. Dabei können zwei Arten von sogenannten Problemräumen berechnet werden: einerseits die Überschneidung der von einem Naturgefahrenprozess betroffenen Fläche mit einer Infrastruktur und andererseits eine abnehmende Landschaftsattraktivität. Selbstverständlich gibt es noch andere Problemräume, wie beispielsweise an die Verhältnisse unangepasste Nutzungen, Nutzungskonflikte oder ungenügende Schutzmassnahmen. Da im GISALP keine Möglichkeit besteht, die Nutzungseignung oder Schutzwürdigkeit zu modellieren, können diese Problemräume nicht erfasst werden. Durch den Zugriff des Moduls PROBLEM auf die Resultate der Dispositions- und Prozessmodule ist eine Früherkennung von naturgefahrenbedingten Problemräumen möglich. Durch die Anwendung des CHANGE-Moduls auf die PROBLEM-Resultate ist eine Abschätzung bezüglich der Entwicklung der Problemräume möglich.

ANWENDUNGSMÖGLICHKEITEN

Die einzelnen Modulresultate erlauben eine Abschätzung der Landschaftsveränderungen in 25-Jahresschritten bis 2100. Diese Resultate können als Grundlagen bei raumrelevanten Entscheidungen unterstützend zum Einsatz kommen. Somit kann das GISALP als Werkzeug für Fragestellungen betreffend Richtplan, UVP, BaB-Verfahren, Wintersporteignungskarten, Konzessionserteilungen, Sachpläne, Leitbildentwürfe oder Visionen durch Ämter und Behörden, in der Politik, beim Naturschutz und Tourismus, in der Raumplanung oder bei den Bergbahnen eingesetzt werden. Dank den Resultaten der Dispositions- und Prozessmodule, des Moduls PROBLEM sowie der Möglichkeit, die Module miteinander zu kombinieren, kann das GISALP auch Informationen für Gefahrenhinweiskarten für heutige und zukünftige Bedingungen liefern.

9 **Ausblick und Empfehlungen**

Das GISALP ist bezüglich integrierter Daten und Module ausbaufähig. Beispielsweise liegen die Geomorphologiedaten noch nicht flächendeckend für das gesamte Oberengadin vor. Einige Daten wie Abflusswerte, Daten zum Wasserkreislauf oder zur Fauna fehlen im GISALP ganz und die Vegetationsdaten enthalten inhaltlich nicht die gewünschten Informationen. Eine Verbesserung und Ergänzung der Originaldaten würde zu qualitativ besseren und aussagekräftigeren Resultaten führen.

Mit weiteren Modulen könnten noch weitere Landschaftsveränderungen abgeschätzt werden. Wünschenswert wären beispielsweise Module, welche die oberflächennahe Erosion oder den Abfluss modellieren. Eine Erweiterung des Moduls VEGIKART über das Gletschervorfeld Morteratsch hinaus würde die Abschätzung der Vegetationsentwicklung im gesamten Oberengadin ermöglichen. Auch Module zur Abschätzung der Nutzungseignung oder der Schutzwürdigkeit würden im GISALP eine wertvolle Ergänzung darstellen. Während die vorhandenen Module die abiotischen Landschaftsphänomene gut abdecken, sind die biotischen Module noch weniger weit entwickelt. Einige der vorhandenen Module, beispielsweise das GLETSCHRÜCK, könnten durch Weiterentwicklung verbessert werden und so präzisere Resultate liefern. Die Verbesserung bestehender oder die Integration weiterer Module ist in einigen Fällen jedoch nur bei gleichzeitiger Verbesserung des Prozessverständnisses möglich. Als Beispiel sei hier das Modul ROCKDISP erwähnt, das die Felssturz- oder Steinschlagdisposition abschätzen soll, jedoch im GISALP mangels Wissens über die verschiedenen Einflüsse auf die Stabilität von Felswänden nicht realisiert werden konnte.

Die Verknüpfung mit sozio-ökonomischen Modellen würde eine Erweiterung des auf die Geosysteme konzentrierten GISALP ermöglichen. Wünschenswert wäre eine zeitabhängige Abschätzung der Entwicklungen im Tourismus, in der Raumplanung oder bei der Infrastruktur.

Im Rahmen dieser Arbeit konnten die Resultate der Module EISDISP und ATTRAC anhand von konkreten Ereignissen im Feld zu verifiziert werden. Die Resultate der Module MURDISP, VORSEE, CHANGE und PROBLEM müssten noch durch Feldarbeit überprüft werden, um ihre Qualität besser einschätzen zu können und allenfalls Verbesserungen vorzunehmen.

Bisher wurde in der Hochgebirgsforschung der Interdisziplinarität sehr wenig Bedeutung geschenkt. So existieren kaum Arbeiten über Interaktionen oder gegenseitige Beeinflussungen zwischen den einzelnen Landschaftsphänomenen, noch gibt es Studien, welche versuchen, die gesamte Hochgebirgslandschaft als ein System zu verstehen und zu beschreiben. Ein solches Systemverständnis könnte eine Verbesserung der Synthese sowie einzelner Module ermöglichen.

Das GISALP kann auch in anderen Regionen angewendet werden, sofern die benötigten Inputdaten vorhanden sind. Für den Einsatz in Gebieten mit anderen klimatischen Bedingungen wären Modifikationen bei einigen Modulen, wie beispielsweise PERMAQUANT, GLETSCHRÜCK, SEDIINDEX, SOIL oder VEGIKART notwendig. Die Anwendung von Modellierungen in anderen Gebirgsregionen ist auch das Ziel der Mountain Research Initiative (MRI), einer multidisziplinären wissenschaftlichen

Organisation mit dem Ziel, Forschungsstrategien und -programme für ein besseres Wissen über die Auswirkungen globaler Veränderungen in Gebirgsregionen zu entwickeln. In diesem Rahmen finden auch die GLOCHAMORE-Workshops (Global Change in Mountain Regions) statt, welche zum EU-Programm „Nachhaltige Entwicklung, globale Veränderungen und Ökosysteme“ gehören und auf UNESCO-Biosphärenreservate fokussiert sind.

Ein sehr wichtiger Punkt liegt in der Kommunikation der Zusammenhänge und Resultate gegenüber der Bevölkerung. Hierzu wäre die Entwicklung von geeigneten Werkzeugen wie 3D-Visualisierungen wertvoll, in denen man sich interaktiv bewegen kann und die Landschaft aus der Flugperspektive wahrnimmt.

Um einen sinnvollen Einsatz des GISALP in der Praxis zu ermöglichen, müssten in Form eines Pilotprojekts die Bedürfnisse und Wünsche der Benutzer abgeklärt werden, um eine für sie optimale Oberfläche entwickeln zu können. Ein Einsatz des GISALPs in der Praxis setzt Verhandlungen mit den verschiedenen Autoren über die Nutzungsbedingungen der Daten und Module voraus.

Durch Weiterentwicklungen und Ergänzungen wird das GISALP immer präziser und aussagekräftigere Resultate liefern, welche ein frühzeitiges Abschätzen der zukünftigen Veränderungen ermöglichen würden und somit die Voraussetzungen bieten könnten, rechtzeitig allenfalls nötige Massnahmen zu planen und ergreifen. Die Kommunikation solcher Resultate an die Praxis muss in jedem Fall durch Experten stattfinden, um Fehlinterpretationen zu verhindern. Es ist wünschenswert, dass das GISALP als wichtiges Instrument auch ausserhalb des Oberengadins zur Anwendung kommt.

10 Literaturverzeichnis

- Abegg, B., 1996. Klimaänderung und Tourismus - Klimafolgenforschung am Beispiel des Wintertourismus in den Schweizer Alpen. Schlussbericht NFP 31. vdf Hochschulverlag an der ETH Zürich.
- Alean, J., 1985. Ice avalanches: some empirical information about their formation and reach. *Journal of Glaciology*, 31(105), S. 324 - 333.
- Alean, J., 1984. Untersuchungen über Entstehungsbedingungen und Reichweiten von Eislawinen. 74, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.
- Ammann, W.J., 2003. Lawinen. In: O.O.c.s.l.c. climatiques (Editor), *Extremereignisse und Klimaänderung*, Bern, S. 77-80.
- Arenson, L., 2002. Unstable alpine permafrost: a potentially important natural hazard - variations of geotechnical behaviour with time and temperature. Dissertation, ETH Zürich.
- Arenson, L., Hawkins, P.G. und Springman, S., 2003. Pressuremeter tests within an active rock glacier in the Swiss Alps. 8th International Conference on Permafrost, Zürich, S. 33-38.
- Arenson, L., Hoelzle, M. und Springman, S., 2002. Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13, S. 117-135.
- Atlas der Schweiz, 2004. Durchschnittliche Monatstemperatur 1961-90. In: E.Z. Institut für Kartographie, swisstopo, Z. ETH-Rat und N. Bundesamt für Statistik (Editors).
- Bader, S., 1998a. Klimaänderung? Das Klima der Schweiz wird durchleuchtet. vdf Hochschulverlag an der ETH Zürich.
- Bader, S., 1998b. Wasser - vom Klimafaktor zur Urgewalt. vdf Hochschulverlag an der ETH Zürich.
- Bader, S., 2004. Die extreme Sommerhitze im aussergewöhnlichen Witterungsjahr 2003. Zürich.
- Baeriswyl, P.A. et al., 1997. Répartition spatiale des modifications climatiques dans le domaine alpin. In: *Klimarisiken - Herausforderung für die Schweiz*.
- Barsch, D., 1973. Refraktionsseismische Bestimmungen der Obergrenze des gefrorenen Schuttkörpers in verschiedenen Blockgletschern Graubündens. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, IX(1-2), S. 143-167.
- Bastian, O. und Schreiber, K.-F., 1999. Analyse und ökologische Bewertung der Landschaft. Spektrum Akademischer Verlag GmbH, Heidelberg Berlin.
- Bearth, P., Heierli, H. und Roesli, F., 1987. Geologischer Atlas der Schweiz. Blatt 1237: Albulapass. In: S.G. Kommission und L.u. -geologie (Editors).
- Bebi, P., Kytzia, S., Lundström, C., Walz, A., Grêt-Regamey, A., Frey, W., Bieger, T. und Semadeni, C., 2004. Vulnerability of the Alpine landscape and habitat: Simulation of future landscapes and development of support tools for regional decision making.
- Beer, A., 2005. GIS-basierte geomorphologische Kartierung in der Val Chamuera sowie morphochronologische Untersuchungen am Schwemm-/Murgkegel der Val Champagna im Oberengadin (GR). Diplomarbeit, Universität Zürich.
- Bender, O. und Pindur, P., 2003. Wege zum Alpenmonitoring. GALPIS - ein geographisches Alpen-Informationssystem (zunächst) für Österreich. *GeoNews*, 2.
- Bernhard, L., 1996. Modellierung der Ausaperung der Schneedecke mit GIS in Abhängigkeit der Strahlung und des Reliefs. Diplomarbeit, Universität Zürich.
- Biegger, S., 2004. A Visual System for the Interactive Study and Experimental Simulation of Climate-induced 3D Mountain Glacier Fluctuations. Dissertation, Universität Zürich.

- Bieri, D., 1996. Abschätzung von Gletschergefahren im Raum Grindelwald - Lauterbrunnen - Lötschental: eine regionale Studie mittels empirischer Faustregeln. Diplomarbeit, Zürich.
- Breunig, M., 2001. On the way to component - based 3D/4D Geoinformation Systems. Springer, Berlin Heidelberg New York.
- Bühler, D. und Minsch, R., 2004. Der Tourismus im Kanton Graubünden. Wertschöpfungsstudie, Chur.
- Burga, C.A., 1991. Vegetation history and palaeoclimatology of the Middle Holocene: pollen analysis of alpine peat bog sediments, covered formerly by the Rutor glacier, 2510m (Aosta Valley, Italy). *Global ecology and biogeography Letters*, 1, S. 143 - 150.
- Burga, C.A., Perret, R., Gehrig, S., Vogel, H.-H., Maggetti, B., Fitze, P., Maisch, M. und Graf, K., 1997. Geoökologische und klimamorphologische Untersuchungen im Alpenraum. Isola-Delta, Val Fedoz und Val Fex, Oberengadin, Kanton Graubünden. Schlussbericht NFP 31, ETH Zürich.
- Burga, C.A., 1999. Vegetationsdynamik in Gletschervorfeldern der Schweizer Zentralalpen am Beispiel von Morteratsch (Pontresina, Graubünden, Schweiz). *Applied Vegetation Science*, 2.
- BUWAL, 1998. Bestand hat nur der Wandel. Gletschervorfelder und alpine Schwemmebenen, Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft BUWAL, Bern.
- BWG, B.G., 1990. Vereinfachte Geotechnische Karte der Schweiz. In: B.f.W.u. Geologie (Editor).
- Castelli, S., 2000. Geomorphologische Kartierung im Gebiet Julierpass, Val Suvretta und Corvatsch (Oberengadin, GR) sowie Versuche zur Relativdatierung der morphologischen Formen mit der Schmidt-Hammer Methode. Diplomarbeit, Universität Zürich.
- CRU, 2003. Global average temperature change 1856-2003.
- Dansgaard, W., White, J.W.C. und Johnsen, S.J., 1989. The abrupt termination of the Younger Dryas event. *Nature*, 339, S. 532-534.
- Davies, M., Hamza, O. und Harris, C., 2001. The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(1), S. 137-144.
- EEA, 2004. Impacts of Europe's changing climate. An indicator-based assessment. EEA Report, No2. European Environment Agency, Copenhagen.
- Egli, M., Fitze, P. und Mirabella, A., 2001. Weathering and evolution of soils formed on granitic, glacial deposits: results from chronosequences of Swiss alpine environments. *Catena*, 45(1), S. 19-47.
- Egli, M., Häfliger, S. und Achermann, M., 2004a. Modellierung von Bodenkarten: Ansätze zur Verbesserung der bestehenden Grundlagen. *BGS Bulletin*, 27, S. 45-48.
- Egli, M., Hitz, C., Fitze, P. und Mirabella, A., 2004b. Experimental determination of climate-change effects on above-ground and below-ground organic matter in alpine grasslands by translocation of soil cores. *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, 167, S. 457-470.
- Egli, M. und Kneisel, C., 2003. Bodenkarte Gletschervorfeld Morteratsch. Unpubliziert.
- Egli, M., Margreth, M., Vökt, U., Fitze, P., Tognina, G. und Keller, F., 2005. Modellierung von Bodentypen und Bodeneigenschaften im Oberengadin (Schweiz) mit Hilfe eines Geographischen Informationssystems (GIS). *Geographica Helvetica*, 60(2), S. 87-96.
- Egli, M. und Mirabella, A., 2001. Gletschergeschichtliche Untersuchungen im spät- und postglazialen Bereich des Hinteren Lauterbrunnentals (Berner Oberland, Schweiz). *Geographica Helvetica*, 56(2), S. 117-132.
- Egli, M., Mirabella, A. und Fitze, P., 2003. Formation rates of smectites derived from two Holocene chronosequences in the Swiss Alps. *Geoderma*, 117, S. 81-98.

- Egli, M., Mirabella, A., Mancabelli, A. und Sartori, G., 2004c. Weathering of soils in alpine areas as influenced by climate and parent material. *Clays and clay minerals*, 52(3), S. 287-303.
- Ehrler, C., 1998. Klimaänderung und alpine Schneedecke. Auswirkungen auf das Abflussregime am Beispiel des Einzugsgebiets "Rhein - Felsberg". Schlussbericht NFP 31. vdf Hochschulverlag an der ETH Zürich.
- Ellenberg, H., 1978. *Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen*, Stuttgart.
- Embleton, C. und Hamann, C., 1988. A comparison of cirque forms between the Austrian Alps and the Highlands of Britain. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 70.
- ESRI, 1992. Cell-based modelling with GRID - analysis, display and management, ArcInfo User's Guide 6.0. RSRI Press, Redlands.
- Evans, S.G. und Clague, J.J., 1988. Catastrophic rock avalanches in glacial environment, Fifth international Symposium on landslides, Lausanne.
- Evans, S.G. und Clague, J.J., 1994. Recent climatic change and catastrophic geomorphic processes in mountain environments. *Geomorphology*, 10 (Special Issue Geomorphology and natural hazards, 25th Binghamton Symposium in Geomorphology), S. 107-128.
- Fischer, T., 1999. Waldgrenzökoton und Wiederbewaldungsdynamik im Gebiet des Morteratschgletschers. Diplomarbeit, Universität Zürich.
- Florineth, D., 1998. Surface geometry of the last glacial maximum (LGM) in the southeastern Swiss Alps (Graubünden) and its paleoclimatological significance. In: J.d.D.Q. e.V. (Editor), *Eiszeitalter und Gegenwart*, Stuttgart.
- Föhn, P., 1990. Schnee und Lawinen. In: *Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre*. 108, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, S. 33-48.
- Föhn, P.M.B., 1992. Climatic change, Snow - cover and Avalanches. In: M. Boer und E. Koster (Editors), *Greenhouse - Impact on cold -climate ecosystems and landscapes*, Cremlingen - Destedt, S. 11-21.
- Frank, A.U., 2003. Ontology for Spatio - temporal Databases. In: M. Koubarakis et al. (Editors), *Spatio - temporal databases. The CHOROCHRONOS Approach*, Berlin Heidelberg, S. 9-77.
- Frauenfelder, R., 2004. Regional-scale modelling of the occurrence and dynamics of rockglaciers and the distribution of paleopermafrost. Dissertation, Universität Zürich.
- Frauenfelder, R., Laustela, M. und Kääb, A., 2004. Velocities and relative surface ages of selected Alpine rockglaciers. In: Minor (Editor), *Turbulenzen in der Geomorphologie. Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft*. 184, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, Erstfeld, S. 103-118.
- Frei, C., 2003a. Der Nachweis von Trends stösst an Grenzen. In: O.O.c.s.l.c. climatiques (Editor), *Extremereignisse und Klimaänderung*, Bern, S. 25 -27.
- Frei, C., 2003b. Starkniederschläge. In: O.O.c.s.l.c. climatiques (Editor), *Extremereignisse und Klimaänderung*, Bern, S. 61-64.
- Frei, C., Schär, C., Lüthi, D. und Davies, H.C., 1998. Heavy precipitation processes in a warmer climate. *Geophysical Research Letters*, 25, S. 1431-1434.
- Friedrich, K., 1996. Digitale Reliefgliederungsverfahren zur Ableitung bodenkundlich relevanter Flächeneinheiten. *Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten*, 21, Frankfurt am Main.
- Frischknecht, P. und Schmied, B., 2002. Umgang mit Umweltsystemen. Methodik zum Bearbeiten von Umweltproblemen unter Berücksichtigung des Nachhaltigkeitsgedankens. *Hochschulschriften zur Nachhaltigkeit*, 2.
- Funk, M. und Hoelzle, M., 1992. A model of potential solar radiation for investigating occurrences of mountain permafrost. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2), S. 139-142.

- Gamma, P., 2000. dfwalk - Ein Murgang - Simulationsprogramm zur Gefahrenzonierung. Dissertation, Universität Bern.
- Gamper, B., 1996. Bernina mit Tschier- und Roseggletscher. Kommentar zum Schweizerischen Schulwandbilderwerk, Bild 212, Zürich.
- Gensler, G., 1978. Das Klima von Graubünden. Ein Beitrag zur Regionalklimatologie der Schweiz. Habilitationsschrift, Zürich.
- Gensler, G. und Schüepp, M., 1991. Witterungsklimatologie Graubündens, Beiträge zur Geographie Graubündens, Egg, S. 7-17.
- Geotest, 1990. Schafberg (Pontresina). Geophysikalische Untersuchungen im Rahmen des Permafrostprojektes.
- Gerig, M., 1978. Der Malojawind: Ein Sonderfall unter den Talwinden, Bündner Zeitung.
- Gessler, P.E., Chadwick, O.A., Chamran, F., Althouse, L. und Holmes, K., 2000. Modeling soil-landscape and ecosystem properties using terrain attributes. Soil Science Society of America Journal, 64, S. 2046-2056.
- Gisler, O. et al., 1997. Homogenisierung Schweizerischer klimatologischer Messreihen des 19. und 20. Jahrhunderts, Klimarisiken - Herausforderung für die Schweiz.
- Glogger, S., 1998. Heisszeit. Klimaänderung und Naturkatastrophen in der Schweiz. Schlussbericht NFP 31. vdf Hochschulverlag an der ETH Zürich.
- Grêt-Regamey, A., 2005. Spatially explicit valuation of ecosystem services in the Alps as a support tool for regional decision making. Dissertation, ETH Zürich.
- Gruber, S., 2005. Mountain permafrost: Transient spatial modelling, model verification and the use of remote sensing. Dissertation, Universität Zürich.
- Gruber, S. und Hoelzle, M., 2001. Statistical Modelling of mountain permafrost distribution: local calibration and incorporation of remotely sensed data. Permafrost and Periglacial Processes, 12(1), S. 69-77.
- Gruber, S., Hoelzle, M. und Haeberli, W., 2004a. Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. Geophysical Research Letters, 31(L13504).
- Gruber, S., Hoelzle, M. und Haeberli, W., 2004b. Rock wall temperatures in the Alps: Modelling their topographic distribution and regional differences. Permafrost and Periglacial Processes, 15(3), S. 299-307.
- Gruber, S., Peter, M., Hoelzle, M., Woodhatch, I. und Haeberli, W., 2003. Surface temperatures in steep alpine rock faces - A strategy for regional-scale measurements and modelling. In: M. Phillips, S. Springmann und L. Arenson (Editors), Eight International Conference on Permafrost, Zürich, S. 325 - 330.
- Grünig, A., 1994. Mires and Man. Mire conservation in a densely populated country – the Swiss experience. Excursion guide and symposium proc. of the 5th field symposium of the International Mire Conservation Group (IMCG) to Switzerland. Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research, Birmendorf.
- Guodong, C. und Dramis, F., 1992. Distribution of mountain permafrost and climate. Permafrost and Periglacial Processes, 3(2), S. 83-91.
- HADES, 2004. Monatliche Niederschlagsmenge 1971-90.
- Haeberli, W., 1973. Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 9(1-2), S. 221-227.
- Haeberli, W., 1975. Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). 17. Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.
- Haeberli, W., 1980. Morphodynamische Aspekte aktueller Gletscherhochwasser in den Schweizer Alpen. Basler Geographische Hefte, 20(XXI / 3), S. 58-78.
- Haeberli, W., 1983. Frequency and characteristics of glacier floods in the Swiss Alps. Annals of Glaciology, 4, S. 85-90.

- Haeberli, W., 1985. Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. 77, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.
- Haeberli, W., 1986. Factors influencing the distribution of rocky and sedimentary glacier beds, Hydraulic effects at the glacier bed and related phenomena. 90, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, S. 48-49.
- Haeberli, W., 1990. Permafrost, Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre. 108, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, S. 70-88.
- Haeberli, W., 1992. Construction, environmental problems and natural hazards in periglacial mountain belts. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2), S. 111 - 124.
- Haeberli, W., 2004. Glaciers and ice caps: historical background and strategies of worldwide monitoring. In: J.L. Bamber und A.J. Payne (Editors), *Mass balance of the Cryosphere*. Cambridge University Press, Cambridge, S. 559-578.
- Haeberli, W. und Beniston, M., 1998. Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps. *Ambio*, 27. Royal Swedish Academy of Sciences.
- Haeberli, W., Frauenfelder, R., Hölzle, M. und Maisch, M., 1999a. On rates and acceleration trends of global mass changes. *Geografiska Annaler*, 81, S. 585 - 591.
- Haeberli, W., Frauenfelder, R., Käab, A. und Wagner, S., 2004. Characteristics and potential climatic significance of "miniature ice caps" (crest- and cornice-type low-altitude ice archives). *Journal of Glaciology*, 50(168), S. 129-136.
- Haeberli, W., Hoelzle, M., Keller, F., Schmid, W., Vonder Mühll, D. und Wagner, S., 1993. Monitoring the long-term evolution of mountain permafrost in the Swiss Alps, VI International Conference on Permafrost, Beijing, China, S. 214-219.
- Haeberli, W., Huder, J., Keusen, H.-R., Pika, J. und Röthlisberger, H., 1988. Core drilling through rock glacier-permafrost, V International Conference on Permafrost, Trondheim, Norwegen, S. 937-942.
- Haeberli, W., Käab, A., Hoelzle, M., Bösch, H., Funk, M., Vonder Mühll, D. und Keller, F., 1999b. *Eisschwund und Naturkatastrophen im Hochgebirge. Schlussbericht NFP 31*. vdf Hochschulverlag an der ETH Zürich.
- Haeberli, W. und Patzelt, G., 1982. Permafrostkartierung im Gebiet der Hochebenkar-Blockgletscher, Obergurgl, Ötztaler Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 17, S. 127-150.
- Haeberli, W., Wegmann, M. und Mühll, D.V., 1997. Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eclogae Geologicae Helveticae*, *Zeitschrift der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft*, 90(3), S. 407-414.
- Haeberli, W., Zemp, M., Frauenfelder, R., Hoelzle, M. und Käab, A., 2005. Fluctuations of glaciers 1995 - 2000. In: W.G.M. Service (Editor), *WGMS*, Zürich.
- Haeberling, C., 1995. Glazialmorphologische Untersuchungen auf dem Vorfeld des Vadret da Porchabella (GR). *Geomorphologische Kartierung und Studien an "Glacial flutes"*. Diplomarbeit, Universität Zürich.
- Hall, M.H.P. und Fagre, D.B., 2003. Modeled climate-induced glacier change in glacier national park, 1850 - 2100. *BioScience*, 53(2), S. 131-140.
- Hangartner, S., 2005. 3D - Visualisierung der Vegetationsentwicklung. Diplomarbeit, Universität Zürich.
- Hanson, S. und Hoelzle, M., 2004. The thermal regime of the active layer at Murtèl rock glacier based on data from 2002. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(3), S. 273-282.
- Harmon, J.E. und Anderson, S.J., 2003. *The design and implementation of Geographic Information Systems*. John Wiley & Sons, Hoboken, New Jersey.
- Harris und Pedersen, 1998. Thermal regimes beneath coarse blocky material. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, S. 107-120.

- Harris, C., Davies, M. und Etzelmüller, B., 2001a. The assessment of potential geotechnical hazards associated with mountain permafrost in a warming global climate. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(1), S. 145-156.
- Harris, C., Haeberli, W., Mühll, D.V. und King, L., 2001b. Permafrost Monitoring in the high mountains of Europe: the PACE project in its global context. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(1), S. 3-11.
- Hauck, C., 2001. Geophysical methods for detecting permafrost in high mountains. 171, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.
- Heim, A., 1896. Die Gletscherlawine an der Altsch am 11. September 1895. *Neujahrsblatt der Zürcherischen Naturforschenden Gesellschaft auf das Jahr 1896*, 98.
- Heuvelink, G.B.M. und Webster, R., 2001. Modelling soil variation: past, present and future. *Geoderma*, 100, S. 269-301.
- Hiller, B., 2001. Humusformen im Waldgrenzökoton (Oberengadin, Schweiz). *Arbeiten aus dem Institut für Landschaftsökologie*, 9, Münster.
- Hoelzle, M., 1992. Permafrost Occurrences from BTS measurements and climatic parameters in the Eastern Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2), S. 143-147.
- Hoelzle, M., 1994. Permafrost und Gletscher im Oberengadin. Grundlagen und Anwendungsbeispiele für automatisierte Schätzverfahren. 132, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.
- Hoelzle, M. und Haeberli, W., 1995. Simulating the effects of mean annual air temperature changes on permafrost distribution and glacier size. An example from the Upper Engadin, Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 21, S. 400-405.
- Hoelzle, M., Mittaz, C., Etzelmüller, B. und Haeberli, W., 2001. Surface energy fluxes and distribution models of permafrost in European mountain areas: an overview of current developments. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(1), S. 53-68.
- Hoelzle, M., Wagner, S., Käab, A. und Vonder Mühll, D., 1998. Surface movement and internal deformation of ice-rock mixtures within rock glaciers at Pontresina-Schafberg, Upper Engadin, Switzerland. *Seventh International Conference on Permafrost*, Yellowknife, Canada, S. 465-471.
- Holtmeier, F.-K., 2000. Die Höhengrenze der Gebirgswälder. *Arbeiten aus dem Institut für Landschaftsökologie*, 8, Münster.
- Holzhauser, H., 1984. Zur Geschichte der Aletschgletscher und des Fieschergletschers. *Dissertation, Universität Zürich*.
- Holzhauser, H., 1995. Gletscherschwankungen innerhalb der letzten 3200 Jahre am Beispiel des Grossen Aletsch- und des Gornergletschers. *Neue Ergebnisse*. In: S.A.d. Naturwissenschaften (Editor), *Gletscher im ständigen Wandel*. vdf Hochschulverlag an der ETH Zürich, S. 101-122.
- Huggel, C., 2004. Assessment of glacial hazards based on remote sensing and GIS modeling. *Schriftenreihe Physische Geographie, Glaziologie und Geomorphodynamik*, 44. Geographisches Institut der Universität Zürich.
- Huggel, C., Haeberli, W., Käab, A., Bieri, D. und Richardson, S., 2004a. An assessment procedure for glacial hazards in the Swiss Alps. *Canadian Geotechnical Journal*, 41(6), S. 1068-1083.
- Huggel, C., Käab, A. und Haeberli, W., 2003a. Regional - scale models of debris flows triggered by lake outbursts: the June 25, 2001 debris flow at Täsch (Switzerland) as a test study. In: D. Rickenmann und C.-I. Chen (Editors), *Debris - flow hazards mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*, S. 1151-1162.
- Huggel, C., Käab, A., Haeberli, W. und Krummenacher, B., 2003b. Regional-scale GIS-models for assessment of hazards from glacier lake outbursts: evaluation and application in the Swiss Alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3, S. 647-662.

- Huggel, C., Käab, A., Haeberli, W., Teyssie, P. und Paul, F., 2002. Remote sensing based assessment of hazards from glacier lake outbursts: a case study in the Swiss Alps. *Canadian Geotechnical Journal*, 39, S. 316-330.
- Huggel, C., Käab, A. und Salzmann, N., 2004b. GIS-based modeling of glacial hazards and their interactions using Landsat-TM and IKONOS imagery. *Norwegian Journal of Geography*, 58, S. 61-73.
- Hürlimann, M., 1994. Potentielle Murganganrisszonen in der periglazialen Stufe im Oberengadin. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- Hurrell, J.W., 1996. Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on northern hemisphere temperature. *Geophysical Research Letters*, 23(6), S. 665-668.
- IAHS, UNEP, UNESCO und WMO (Editors), 2003. Glacier Mass Balance Bulletin. Glacier Mass Balance Bulletin, Bulletin No. 7 (2000-2001). World Glacier Monitoring Service (WGMS), Zürich.
- Ikeda, A. und Matsuoka, N., 2002. Degradation of talus-derived rock glaciers in the Upper Engadin, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13(2), S. 145-161.
- Iken, A., 1995. Einige Aspekte der Mechanik von Gletscherschwankungen. In: *Gletscher im ständigen Wandel*. vdf Hochschulverlag an der ETH Zürich, S. 153-170.
- Imbaumgarten, T., 2005. Kartierung und GIS-basierte Darstellung der Geomorphologie im Gebiet Val Bever/Val Saluver (GR) sowie Modellierung spät- und postglazialer Gletscherstände in der Val Muragl (GR). Diplomarbeit, Universität Zürich.
- IPCC, 2002. Klimaänderung 2001. Zusammenfassungen für politische Entscheidungsträger. Dritter Wissensstandsbericht des IPCC (TAR). ProClim, Bern.
- Jäckli, H., 1970. Die Schweiz zur letzten Eiszeit. In: E. Imhof (Editor), *Atlas der Schweiz*.
- Jenson, S.K. und Domingue, J.O., 1988. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 54(11), S. 1593-1600.
- Jones, C., 1997. *Geographical Information Systems and Computer Cartography*. Longman, Singapor.
- Jones, P.D. und Moberg, D., 2003. Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: an extensive revision and an update to 2001. *Journal of Climate*, 16, S. 206-223.
- Käab, A., 1996. Photogrammetrische Analyse zur Früherkennung gletscher- und permafrostbedingter Naturgefahren im Hochgebirge. 145, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.
- Käab, A., 1998. Oberflächenkinematik ausgewählter Blockgletscher des Oberengadins, Beiträge aus der Gebirgs-Geomorphologie. Jahrestagung 1997 der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft. 158, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, S. 121-140.
- Käab, A., Gudmundsson, G.H. und Hoelzle, M., 1998. Surface deformation of creeping mountain permafrost. Photogrammetric investigations on rock glacier Murtèl, Swiss Alps, 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, S. 531-537.
- Käab, A., Huggel, C. und Paul, F., 2000. Früherkennung hochalpiner Naturgefahren mittels Fernerkundung, Interprävent, S. 49-60.
- Käab, A. und Vollmer, M., 2000. Surface geometry, thickness changes and flow fields on creeping mountain permafrost: Automatic extraction by digital image analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11(4), S. 315-326.
- Kämpf, R. und Roth, U., 2003. Grundlagenbericht: Analyse und Prognose der regionalen Wirtschaftsstrukturen im Kanton Graubünden, Basel.
- Kappel, G. und Schrefl, M., 1996. *Objektorientierte Informationssysteme*. Springer's Angewandte Informatik. Helmut Schauer, Wien New York.
- Keller, F., 1992. Automated mapping of mountain permafrost using the program PERMAKART within the geographical information system ARC/INFO. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2), S. 133-138.

- Keller, F., 1994. Interaktionen zwischen Schnee und Permafrost. Eine Grundlagenstudie im Oberengadin. 127, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.
- Keller, F., 1998. Glaziologische Karte Julier - Bernina, Synthesekarte NFP31. vdf Hochschulverlag an der ETH Zürich.
- Keller, F., 2001. Il müdamaint dal clima e las consequenzas pels vadrets e la dschieta permanenta. Chalender Ladin, 91, S. 31-40.
- Keller, F., 2004. Den Klimarisiken aktiv begegnen. anthos, 3, S. 30-33.
- Keller, F., Frauenfelder, R., Gardaz, J.-M., Hoelzle, M., Kneisel, C., Lugon, R., Phillips, M., Reynard, E. und Wenker, L., 1998. Permafrost map of Switzerland. Seventh international conference on permafrost, Yellowknife, Canada, S. 557-562.
- Keller, F. und Gubler, H.U., 1993. Interaction between snow cover and high mountain permafrost Murtèl / Corvatsch, Swiss Alps. VI International Conference on Permafrost, Beijing, China, S. 332-337.
- Keller, F., Haeberli, W., Rickenmann, D., Rigendinger, H., 2002. Dämme gegen Naturgefahren, tec21, sia, 17, S. 13-17.
- Keller, F. und Kneisel, C., 1997. Permafrost im Val Bever. Bericht über die Verbreitung von Permafrost im Val Bever und mögliche Zusammenhänge mit der Rüfentätigkeit.
- Keller, F. und Rothenbühler, C., submitted. Permafrost im Hochgebirge der Alpen: Möglichkeiten der Früherkennung durch glaziologische Karten. Geographica Helvetica.
- Keller, O., 1988. Ältere spätwürmzeitliche Gletschervorstösse und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rhein-Alpen (Weissbad-Stadium, Bühl-Stadium).
- Kiefl, R., Keil, M., Strunz, G., Mehl, H. und Mohaupt-Jahr, B., 2003. CORINE Land Cover 2000 - Stand des Teilprojektes in Deutschland. In: J. Strobl, T. Blaschke und G. Griesebner (Editors), Angewandte Geographische Informationsverarbeitung XV, Beiträge zum AGIT-Symposium Salzburg 2003. Wichmann Verlag, Heidelberg, Heidelberg, S. 202-207.
- Kilgus, E., Keller, F., Haller Rupf, B., Keller - Lengen, C. und Rothenbühler, C., 2001. Spital Oberengadin: Wertschöpfungsstudie. Studien des Instituts für Tourismus und Landschaft, Samedan.
- King, L., Fisch, W., Haeberli, W. und Wächter, H.P., 1987. Comparison of resistivity and radio-echo soundings on rock glacier permafrost. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 23(2), S. 77-97.
- Klingl, T., 1996. GIS-gestützte Generierung synthetischer Bodenkarten und landschafts-ökologische Bewertung der Risiken von Bodenwasser- und Bodenverlusten. Geographica Bernensia, 50.
- Kneisel, C., 1999. Permafrost in Gletschervorfeldern. Eine vergleichende Untersuchung in den Ostschweizer Alpen und Nordschweden. Trierer Geographische Studien, Heft 22, Trier.
- Kneisel, C., 2003. Permafrost in recently deglaciated glacier forefields - measurements and observations in the eastern Swiss Alps and northern Sweden. Zeitschrift für Geomorphologie, 47(3), S. 289-305.
- Kneisel, C., Haeberli, W. und Baumhauer, R., 1997. Aktuelle Gletscheränderungen und Permafrostverbreitung in den Ostschweizer Alpen, Oberengadin / St. Moritz. Trierer Geographische Studien, Heft 16, S. 19-32.
- Kneisel, C., Haeberli, W. und Baumhauer, R., 2000a. Comparison of spatial modelling and field evidence of glacier/permafrost relations in an alpine permafrost environment. Annals of Glaciology, 31, S. 269-274.
- Kneisel, C. und Hauck, C., 2003. Multi-method geophysical investigation of an isolated permafrost occurrence. Zeitschrift für Geomorphologie.
- Kneisel, C., Hauck, C. und Vonder Mühl, D., 2000b. Permafrost below the timberline confirmed and characterized by geoelectrical resistivity measurements, Bever Valley, Eastern Swiss Alps. Permafrost and periglacial Processes, 11(4), S. 295-304.

- Koch, R., 2003. Geomorphologische Kartierung im Berninagebiet sowie GIS-basierte Darstellung und Analyse der Geomorphologie im Gebiet Oberengadin (GR). Diplomarbeit, Universität Zürich.
- König, U., 1993. Aufstieg, Fall... und Wiederaufschwung? Entwicklung und Zukunft des Gletscherskitourismus in der Schweiz. Diplomarbeit, Universität Zürich.
- Krummenacher, B., Mani, P., Hunziker, G., Keller, F., Haeberli, W., Gruber, S., Hoelzle, M., Vonder Mühl, D., Zimmermann, M., Keusen, H.-R., Götz, A. und Raetzo, H., 2005. Hinweiskarte der potentiellen Permafrostverbreitung in der Schweiz. Erläuterungen., Bundesamt für Wasser und Geologie BWG, GEOTEST AG, Geo7, Academia Engiadina, Universität Zürich, PERMOS, NDR Consulting.
- Kübler, B. und Hansheiri, 1998. Signatures paléoclimatiques du petit Age Glaciaire dans les sediments et dans les lacs du transect Neuchâtel-Illy et dans ceux de l'Atlantique Nord. In: Klimarisiken - Herausforderung für die Schweiz.
- Kuhn, M., 1979. Climate and glaciers. In: IAHS (Editor), Canberra Symposium. IAHS.
- Kunz, P., 1998. Naturkatastrophen - Bedrohung und Entwicklung, Klimarisiken - Herausforderung für die Schweiz; wissenschaftlicher Schlussbericht NFP 31. vdf Hochschulverlag an der ETH Zürich.
- Labhart, T., 1995. Geologie der Schweiz. Ott Verlag, Thun.
- Landolt, E., 1992. Unsere Alpenflora. Verlag des SAC, Brugg.
- Laustela, M., 2003. Messung und Analyse von Verwitterungsrinden zur relativen Altersdatierung ausgewählter Blockgletscher in den Bündner Alpen. Diplomarbeit, Universität Zürich.
- Leser, H., 1998. Wörterbuch Allgemeine Geographie, München.
- Maisch, M., 1995. Gletscherschwundphasen im Zeitraum des ausgehenden Spätglazials (Egesen-Stadium) und seit dem Hochstand von 1850 sowie Prognosen zum künftigen Eisrückgang in den Alpen. In: Gletscher im ständigen Wandel. vdf Hochschulverlag an der ETH Zürich, S. 81-100.
- Maisch, M. und Haeberli, W., 2003. Die rezente Erwärmung der Atmosphäre - Folgen für die Schweizer Gletscher. Geographische Rundschau, 55(2), S. 4-13.
- Maisch, M., Wipf, A., Denzler, B., Battaglia, J. und Benz, C., 1999. Die Gletscher der Schweizer Alpen. Gletscherhochstand 1850, aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund - Szenarien. Schlussbericht NFP 31. vdf Hochschulverlag an der ETH Zürich.
- Margreth und Funk, 1999. Hazard mapping for ice and combined snow/ice avalanches - two case studies from the Swiss and Italian Alps. Cold Region Science and Technology, 30, S. 159-173.
- Margreth, M., 2004. GIS-gestützte Modellierung der Bodentypen und anderen Bodeneigenschaften im Berninatal. Diplomarbeit, Universität Zürich.
- Matsuoka, N., 1998. Modelling frost creep rates in an Alpine environment. Permafrost and Periglacial Processes, 9, S. 397-409.
- Matsuoka, N., Hirakawa, K., Watanabe, T., Haeberli, W. und Keller, F., 1998. The role of diurnal, annual and millennial freeze-thaw cycles in controlling alpine slope instability, Seventh International Conference on Permafrost, Yellowknife, S. 711-717.
- Matthews, J.A., 1992. The ecology of recently-deglaciated terrain: a geoecological approach to glacier forelands and primary succession. Cambridge studies in ecology, XVII. Cambridge University Press, Cambridge.
- Maurer, H., Springman, S., Arenson, L., Musil, M. und Mühl, D.V., 2003. Characterisation of potentially unstable mountain permafrost - A multidisciplinary approach. 8th International Conference on Permafrost, Zürich, S. 741-746.
- Meissl, G., 1998. Modellierung der Reichweite von Felsstürzen. Fallbeispiel zur GIS-gestützten Gefahrenbeurteilung aus dem Bayrischen und Tiroler Alpenraum. Innsbrucker Geographische Studien, 28, Innsbruck.

- Mendonca Santos, M.L., Guenat, C., Bouzelboudjen, M. und Golay, F., 2000. Three-dimensional GIS cartography applied to the study of the spatial variation of soil horizons in a Swiss floodplain. *Geoderma*, 97, S. 351-366.
- Mittaz, C., 2002. Permafrost distribution modeling based on energy balance data. Dissertation, Universität Zürich.
- Mittaz, C., Hoelzle, M. und Haeberli, W., 2000. First results and interpretation of energy-flux measurements of Alpine permafrost. *Annals of Glaciology*, 31, S. 275-280.
- Molenaar, M., 1998. An introduction to the theory of spatial object modelling for GIS.
- Müller, M., 1983. Bodenbildung auf Silikatunterlage in der alpinen Stufe des Oberengadins. Dissertation, ETH Zürich.
- Müller, P., 1988. Parametrisierung der Gletscher-Klima-Beziehung für die Praxis: Grundlagen und Beispiele. 95, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.
- Musil, M., 2002. Inverting seismic and georadar data with applications to the Muragl rock glacier. Dissertation, ETH Zürich.
- Nötzli, J., 2003. Felsstürze aus Permafrost über Gletscher. Ansätze zur GIS - basierten Modellierung. Diplomarbeit, Universität Zürich.
- Nötzli, J., Hoelzle, M. und Haeberli, W., 2003. Mountain permafrost and recent Alpine rock-fall events: a GIS-based approach to determine critical factors. In: M. Phillips, S. Springmann und L. Arenson (Editors), *Eight International Conference on Permafrost*, Zürich, S. 827 - 832.
- Nötzli, J., Huggel, C., Hoelzle, M. und Haeberli, W., submitted. GIS-based modelling of rock/ice avalanches from Alpine permafrost areas. *Computational Geosciences*.
- O'Callaghan, J.F. und Mark, D.M., 1984. The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision Graphics and Image Proceedings*, 28, S. 323-344.
- OcCC, 2002. Das Klima ändert sich - auch in der Schweiz - Die wichtigsten Ergebnisse des dritten Wissensstandsberichts des IPCC aus Sicht der Schweiz. *Organe consultatif sur les changements climatiques*, Beratendes Organ für Fragen der Klimaänderung, Bern.
- Ohmura, A. et al., 1996. Simulation of climate trends over the Alpine region: development of a physically-based modelling system for application to regional studies of current and future climates. In: *Klimarisiken - Herausforderung für die Schweiz*.
- Oswald, M., 2004. Luftzirkulation in der Auftauschicht des Blockgletschers Chastelets. Diplomarbeit, Universität Zürich.
- Patterson, A.E., 2003. GIS - basierte Analyse von Murgängen im Gebiet Oberengadin. Diplomarbeit, Universität Zürich.
- Patzelt, G. und Aellen, M., 1990. Gletscher, Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre. 108, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, S. 49-70.
- Paul, F., 2003. The new Swiss glacier inventory 2000: Application of remote sensing and GIS. Dissertation, Universität Zürich.
- Pauli, H., Gottfried, M., Dirnböck, T., Dullinger, S. und Grabherr, G., 2003. Assessing the long-term dynamics of endemic plants at summit habitats. In: L. Nagy, G. Grabherr, C. Körner und D.B.A. Thompson (Editors), *Alpine biodiversity in Europe - a Europe-wide assessment of biological richness and change*. Springer, Berlin, S. 195-207.
- Peters, T., 2005. Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000. Blatt 1257 St. Moritz/S. Murezzan, Atlasblatt 118. Bundesamt für Wasser und Geologie BWG.
- Pfister, C., 1999. Wetternachhersage. 500 Jahre Klimavariationen und Naturkatastrophen (1496 - 1995). Verlag Paul Haupt, Bern, Stuttgart, Wien.
- Pfister, C. et al., 1997. Raum-zeitliche Rekonstruktion von Witterungsanomalien und Naturkatastrophen 1496-1995. In: *Klimarisiken - Herausforderung für die Schweiz*.

- Phillips, M., 2000. Influences of snow supporting structures on the thermal regime of the ground in alpine permafrost. Dissertation, Eidgenössische Forschungsanstalt WSL, Birmensdorf, Davos.
- Phillips, M., Margreth, S. und Ammann, W.J., 2003. Creep of snow-supporting structures in alpine permafrost. In: M. Phillips, S. Springman und L. Arenson (Editors), 8th International Conference on Permafrost, Zürich, S. 891-896.
- Porter, S.C. und Orombelli, G., 1985. Glacier contraction during the middle Holocene in the western Italian Alps: Evidence and implications. *Geology*, 13, S. 296-298.
- Press, F. und Siever, R., 1995. Allgemeine Geologie, Heidelberg, Berlin, Oxford.
- Raumentwicklung, B.f., 2004. St. Moritz: Touristische Agglomeration Oberengadin.
- Raymond, M., Wegmann, M. und Funk, M., 2003. Inventar gefährlicher Gletscher in der Schweiz. 182, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.
- Richardson und Reynolds, 2000. An overview of glacial hazards in the Himalayas. *Quaternary International*, 65, S. 31-47.
- Riedel, W. und Lange, H., 2001. Landschaftsplanung. Spektrum Akademischer Verlag GmbH, Heidelberg, Berlin.
- Rieland, M., 2004. Das BMBF-Programm GLOWA: Instrumente für ein vorausschauendes Management grosser Flusseinzugsgebiete. *HW*, 48(2), S. 83-84.
- Rixen, C. 2002. Artificial snow and snow additives on ski pistes: interactions between snow cover, soil and vegetation. Dissertation, Universität Zürich.
- Rothenbühler, C., 2000. Erfassung und Darstellung der Geomorphologie im Gebiet Bernina (GR) mit Hilfe von GIS. Diplomarbeit, Universität Zürich.
- Röthlisberger, 1981. Eislawinen und Ausbrüche von Gletscherseen. In: Kasser (Editor), *Gletscher und Klima - glaciers et climat. Jahrbuch der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, wissenschaftlicher Teil 1978*. Birkhäuser Verlag, Basel, Boston, Stuttgart, S. 170-212.
- Salzmann, N., Käab, A., Huggel, C., Allgöwer, B. und Haeberli, W., 2004. Assessment of the hazard potential of ice avalanches using remote sensing and GIS-modeling. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 58, S. 74-84.
- Schär, C., Wernli, H. und Frei, C., 2003. Methodik regionaler Klimaszenarien. In: *O.O.c.s.l.c. climatiques (Editor), Extremereignisse und Klimaänderung*, Bern, S. 28-33.
- Scheffer und Schachtschabel, 1998. Lehrbuch der Bodenkunde. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- Schlüchter, C. und Röthlisberger, C., 1995. 100'000 Jahre Gletschergeschichte. In: *Gletscher im ständigen Wandel*. vdf Hochschulverlag an der ETH Zürich, S. 47-65.
- Schneebeli, M., Laternser, M., Föhn, P.M.B. und Ammann, W.J., 1998. Wechselwirkungen zwischen Klima, Lawinen und technischen Massnahmen. Projektschlussbericht im Rahmen des NFP 31. vdf Hochschulverlag an der ETH Zürich.
- Siegenthaler, U., 1990. Klimaszenarien auf Grund des veränderten Treibhauseffekts. In: *P.D.D. Vischer (Editor), Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre*. 108, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, S. 7-19.
- Spillmann, P., 1993. Die Geologie des penninisch-ostalpinen Grenzbereichs im südlichen Berninagebirge. Dissertation, ETH Zürich.
- Stocker, T.F. und Schmittner, A., 1997. Influence of CO₂ emission rates on the stability of the thermohaline circulation. *Nature*, 388, S. 862-865.
- Stocker-Mittaz, C., Hoelzle, M. und Haeberli, W., 2002. Modelling alpine permafrost distribution based on energy-balance data: A first step. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13(4), S. 271-282.
- Stoffel, L., 1995. Bautechnische Grundlagen für das Erstellen von Lawinenverbauungen im alpinen Permafrost. 52, Eidgenössischen Institutes für Schnee- und Lawinenforschung Davos.

- Stucki, T., 1995. Permafrosttemperaturen im Oberengadin. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- Sudgen, D.E. und John, B.S., 1976. Glaciers and landscape. A geomorphological approach, London.
- Suter, J., 1981. Gletschergeschichte des Oberengadins: Untersuchung von Gletscherschwankungen in der Err-Juliergruppe. Physische Geographie, 2. Geographisches Institut Universität Zürich.
- Thalparpan, P., Phillips, M. und Ammann, W.J., 1998. Snow supporting structures in steep permafrost terrain in the Swiss Alps. Seventh International Conference on Permafrost, Yellowknife, Canada, S. 1049-1056.
- Theurillat, J.-P., Felber, F., Geissler, P., Gobat, J.-M., Fierz, M., Fischlin, A., Küpfer, P., Schlüssel, A., Velluti, C., Zhao, G.-F. und Williams, J., 1998. Sensitivity of plant and soil ecosystems of the Alps to climate change. In: P. Cebon, U. Dahinden, H.C. Davies, D. Imboden und C.C. Jaeger (Editors), Views from the Alps. Regional perspectives on climate change, Institute of Technology, Massachusetts, S. 225-308.
- Tryfona, N., Price, R. und Jensen, C.S., 2003. Conceptual models for spatio - temporal applications. In: M. Koubarakis et al. (Editors), Spatio - temporal databases. The CHORONOS Approach, Berlin Heidelberg, S. 79 - 116.
- Uehlinger, U., Maisch, M., Rothenbühler, C. und Zah, R., 2003. Val Roseg – A high alpine catchment. In: Ward, J.V. und Uehlinger, U. (Editors), Val Roseg – Ecology of a glacial floodplain, Dordrecht, Boston, London, S. 1-16.
- van Everdingen, R., 1998. Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms, Calgary, Canada.
- VAW, 1996. Die Gefährdung Samedans durch Hochwasser des Inn und mögliche Massnahmen zur Verbesserung der Hochwassersicherheit. 4098, Zürich.
- VAW und SANW, Schweizerisches Gletschermessnetz. In: S. Bauder (Editor). ETH, Zürich.
- Vonder Mühll, D., 1993. Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins. 122, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.
- Vonder Mühll, D., Arenson, L. und Springman, S., 2003. Temperature conditions in two Alpine rock glaciers. Eight International Conference on Permafrost, Zürich, S. 1195-1200.
- Vonder Mühll, D. und Haeberli, W., 1990. Thermal characteristics of the permafrost within an active rock glacier (Murtèl/Corvatsch, Grisons, Swiss Alps). Journal of Glaciology, 36 (123), S. 151-158.
- Vonder Mühll, D., Hauck, C., Gubler, H., McDonald, R. und Russill, N., 2001. New Geophysical Methods of Investigating the nature and distribution of mountain permafrost with special reference to radiometry techniques. Permafrost and Periglacial Processes, 12 (1), S. 27-38.
- Vonder Mühll, D. und Holub, P., 1992. Borehole Logging in Alpine Permafrost, Upper Engadin, Swiss Alps. Permafrost and Periglacial Processes, 3(2), S. 125-132.
- Vonder Mühll, D., Nötzli, J., Makowski, K. und Delaloye, R., 2004. Permafrost in Switzerland 2000/2001 and 2001/2002. Glaciological Report (Permafrost) No. 2/3. Ebnoether Joos AG, Langnau am Albis.
- Vonder Mühll, D., Stucki, T. und Haeberli, W., 1998. Borehole-temperature in alpine permafrost: a ten year serie. Seventh International Conference on Permafrost, Yellowknife, Canada, S. 1089-1095.
- Wagner, S., 1992. Creep of Alpine permafrost, investigated on the Murtèl-rockglacier. Permafrost and Periglacial Processes, 3(2), S. 157-162.
- Wagner, S., 1996. Dreidimensionale Modellierung zweier Gletscher und Deformationsanalyse von eisreichem Permafrost. 146, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.

- Walz, A., 2005. Land use changes in Swiss mountain regions within the context of sustainable regional development. Dissertation, SLF Davos und Universität Zürich.
- Wanner, H. et al., 1998. Die grossräumige Klimavariabilität und ihre Bedeutung für den Alpenraum und schweizerische Klimaszenarien. In: Klimarisiken - Herausforderung für die Schweiz.
- Ward, J. V. und Uehlinger, U., 2003. Ecology of a glacial floodplain. Dordrecht, Boston, London.
- Wäspi, H., 1993. Zur Glazialmorphologie und Gletschergeschichte des Gauli (Grimselgebiet, Kt. Bern). Diplomarbeit, Universität Zürich.
- Wegmann, M., 1998. Frostdynamik in hochalpinen Felswänden am Beispiel der Region Jungfrau-Joch - Aletsch. 161, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.
- Wenzel, J., 1992. Erosion und Sedimentation von Gebirgsgletschern. Diplomarbeit, Universität Trier.
- Wernli, M., 2005. Klimabedingte Veränderungen von Böden: Analyse im Gletschervorfeld mittels bodenkundlicher Methoden und GIS. Diplomarbeit, Universität Zürich.
- Wick, P., 1995. "Eiszeit"- und Gletscherskitourismus in der Schweiz. In: Gletscher im ständigen Wandel. vdf Hochschulverlag an der ETH Zürich, S. 189-208.
- Widmann, M. und Schär, C., 1997. A principal component and long-term trend analysis of daily precipitation in Switzerland. International Journal of Climatology, 17, S. 1333-1356.
- Zah, R., Uehlinger, U., Maisch, M. und Rothenbühler, C., 2003. Glacial history and floodplain evolution. In: Ward, J.V. und Uehlinger, U. (Editors): Val Roseg – Ecology of a glacial floodplain. 17-36. Dordrecht, Boston, London.
- Zeiler, M., 1999. Modeling our World, The ESRI Guide to a database design. Environmental Systems Research Institute, Inc., Redlands, California.
- Zemp, M., 2002. GIS - basierte Modellierung der glazialen Sedimentbilanz. Diplomarbeit, Universität Zürich.
- Zemp, M., Käab, A., M., H. und Haeberli, W., 2005. GIS-based modelling of glacial sediment balance. Zeitschrift für Geomorphologie, 138, S. 113-129.
- Zimmermann, M., 1990. Periglaziale Murgänge. In: Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre. 108, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, S. 89-107.
- Zimmermann, M. und Haeberli, W., 1992. Climatic change and debris flow activity in high - mountain areas - a case study in the Swiss Alps. In: M. Boer und E. Koster (Editors), Greenhouse - impact on cold-climate ecosystems and landscapes. Catena Supplement, Cremlingen - Destedt, S. 59-72.
- Zimmermann, M., Mani, P., Gamma, P., Gsteiger, P., Heiniger, O. und Hunziker, G., 1997. Murganggefahr und Klimaänderung - ein GIS-basierter Ansatz. Schlussbericht NFP 31. vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich.

11 Anhang

11.1 Daten

11.1.1 Ordner Umwelt

1. Unterordner	2. Unterordner	Name	Inhalt	Gebiet	Herkunft
Wasser		SEE	Seen	OE	ITL
		BAC	Gewässernetz	OE	ITL
		GWN_GR	Gewässernetz	ganz GR	Amt für Vermessung
		FLA_NEU	Neue Flaz	Samedan	ITL
		FLA_ALT	Alte Flaz	Samedan	ITL
		INN	Inn	OE	ITL
Wasser_Raster		SEE_20	Seen (20m Auflösung)	OE	ITL
Gletscher		GLE_999	Gletscher 1999	OE	Paul, GIUZ
		GLE_998	Gletscher 1998	Champagna, Muragl, Languard, Roseg	Diplomarbeit Rothenbühler
		GLE_973	Gletscher 1973	OE	Paul, GIUZ
		GLE_850	Gletscher 1850	OE	Paul, GIUZ
		GLE_DAU	Gletscher Daun	Champagna, Muragl, Languard, Roseg	Diplomarbeit Rothenbühler
		GLE_EGE	Gletscher Egesen	Champagna, Muragl, Languard, Roseg	Diplomarbeit Rothenbühler
		GLT	Gletscher und Vorfelder	Julier - Bernina	Glaziologische Karte
		GLT_PRE	Gletscher 1998	Julier - Bernina	Glaziologische Karte
		ICE_88	perennierende Schneeflecken 1988	OE	Diplomarbeit Kneisel
		ICE_99	perennierende Schneeflecken 1999	OE	Diplomarbeit Wiedenmann
		AVA_03.shp	Ablagerung Eislawine Juli 2003	Roseg	ITL
		GLE_000_MOR	Morteratschgletscher 2000	Morteratsch	Paul, Biegger

		GLE_025_MOR	Morteratschgletscher 2025	Morteratsch	Paul, Biegger
		GLE_050_MOR	Morteratschgletscher 2050	Morteratsch	Paul, Biegger
		GLE_075_MOR	Morteratschgletscher 2075	Morteratsch	Paul, Biegger
		GLE_100_MOR	Morteratschgletscher 2100	Morteratsch	Paul, Biegger
		ZFL_973	zentrale Fliesslinie 1973	45. grösste Gletscher im Oberengadin	ITL
		ZFL_025	zentrale Fliesslinie 2025	45. grösste Gletscher im Oberengadin	ITL
		ZFL_050	zentrale Fliesslinie 2050	45. grösste Gletscher im Oberengadin	ITL
		ZFL_075	zentrale Fliesslinie 2075	45. grösste Gletscher im Oberengadin	ITL
		ZFL_100	zentrale Fliesslinie 2100	45. grösste Gletscher im Oberengadin	ITL
Gletscher_Raster		GLE_985_MOR	Gletscher 1985	Morteratsch	Biegger
		GLE_000_MOR	Gletscher 2000	Morteratsch	Biegger
		GLE_025_MOR	Gletscher 2025	Morteratsch	Biegger
		GLE_050_MOR	Gletscher 2050	Morteratsch	Biegger
		GLE_075_MOR	Gletscher 2075	Morteratsch	Biegger
		GLE_100_MOR	Gletscher 2100	Morteratsch	Biegger
Permafrost_Raster		PFK_000	Ausdehnung heute (present) (Permaquant; GRID)	ganzes OE und angrenzende Gebiete	Keller, 1992
		PFK_LIA	Ausdehnung ca. little ice age (Permamap, GRID)	ca. Perimeter Glaz.Karte	Frauenfelder, GIUZ
		PFK_YD	Ausdehnung Younger Dryas (Permamap, GRID)	ca. Perimeter Glaz.Karte	Frauenfelder, GIUZ
Permafrost		PFK_POL	Ausdehnung Permafrost	ganzes OE	ITL, umkonvertiert aus PFK_000
Geomorphologie		ANR	Murgang-Anrisse	OE, ohne die Plaiv von Bever an abwärts	Diplomarbeit Patterson
		TRA	Murgang-Transport	wie ANR	Diplomarbeit Patterson

		ABL	Murgang-Ablagerung	wie ANR	Diplomarbeit Patterson
		BLK	Blockgletscher	südliches OE, im Norden bis Samedan	Glaziologische Karte
		HOL	Moränen	wie BLK	Glaziologische Karte
		ANT_POL	anthropogen, Polygone	OE ohne die Plaiv	Diplomarbeiten GIUZ
		ANT_ARC	anthropogen, Linien	wie ANT_POL	Diplomarbeiten GIUZ
		DEN_POL	denudativ, Polygone	wie ANT_POL	Diplomarbeiten GIUZ
		DEN_ARC	denudativ, Linien	wie ANT_POL	Diplomarbeiten GIUZ
		FLU_POL	fluvial, Polygone	wie ANT_POL	Diplomarbeiten GIUZ
		FLU_ARC	fluvial, Linien	wie ANT_POL	Diplomarbeiten GIUZ
		GLF_POL	glazio-fluvial, Polygone	wie ANT_POL	Diplomarbeiten GIUZ
		GLF_ARC	glazio-fluvial, Linien	wie ANT_POL	Diplomarbeiten GIUZ
		GLA_POL	glazial, Polygone	wie ANT_POL	Diplomarbeiten GIUZ
		GLA_ARC	glazial, Linien	wie ANT_POL	Diplomarbeiten GIUZ
		GLA_POI	glazial, Punkte	wie ANT_POL	Diplomarbeiten GIUZ
		GRA_POL	gravitativ, Polygone	wie ANT_POL	Diplomarbeiten GIUZ
		GRA_ARC	gravitativ, Linien	wie ANT_POL	Diplomarbeiten GIUZ
		NOR	keine speziellen Prozesse	wie ANT_POL	Diplomarbeiten GIUZ
		KAR_POI	karstig, Punkte	wie ANT_POL	Diplomarbeiten GIUZ
		KAR_POL	karstig, Polygone	wie ANT_POL	Diplomarbeiten GIUZ
		ORG_POL	organogen, Polygone	wie ANT_POL	Diplomarbeiten GIUZ
		PER_ARC	periglazial, Linien	wie ANT_POL	Diplomarbeiten GIUZ
		PER_POL	periglazial, Polygone	wie ANT_POL	Diplomarbeiten GIUZ
		SOI_POI	solifluidal, Punkte	wie ANT_POL	Diplomarbeiten GIUZ
		SOI_POL	solifluidal, Polygone	wie ANT_POL	Diplomarbeiten GIUZ
		SPA_GLA	spätglazial	wie ANT_POL	Diplomarbeiten GIUZ
Geologie		GET	geotechnische Karte	OE	Bundesamt für Statistik

		GET_NEW	korrigierte geotechnische Karte	OE	ITL (von Hand digitalisiert)
Boden		BON	Bodeneignung	OE	Amt für Natur und Umwelt (ANU)
		GLV_20_MOR	Gletschervorfeld Morteratsch	Gletschervorfeld Morteratsch	GIUZ
		PRO_OE	Profilstandorte OE, ohne Talböden	OE	ITL
		PRO_OE_MAX	Profilstandorte OE, inkl. Talböden	OE	ITL
		PRO_OE_MIN	Profilstandorte OE, ohne Talböden und Piz Alv	OE	ITL
		TAL_COD	Attribute der Talböden (dbf-File)	OE	ITL
		TAL	Flächengleiche Bodenbildung in Talregionen	OE	Vökt und ITL
Boden_Raster		GLV_BOD_000	Bodentypen 2000	Gletschervorfeld Morteratsch	ITL und GIUZ
		GLV_GRU_000	Gründigkeit 2000	Gletschervorfeld Morteratsch	ITL und GIUZ
		GLV_PHO_000	pH-Werte im Oberboden, 2000	Gletschervorfeld Morteratsch	ITL und GIUZ
		GLV_PHU_000	pH-Werte im Unterboden, 2000	Gletschervorfeld Morteratsch	ITL und GIUZ
		GLV_SKO_000	Skelettgehalt im Oberboden, 2000	Gletschervorfeld Morteratsch	ITL und GIUZ
		GLV_SKU_000	Skelettgehalt im Unterboden, 2000	Gletschervorfeld Morteratsch	ITL und GIUZ
		GEF_20_FAL	Geländeformen nach FAL	OE	ITL und GIUZ
		FAL_20_OLD	FAL-Code, falsch berechnet, aber in Modellierung verwendet	OE	ITL und GIUZ
		GRU_20	Gründigkeit	OE	ITL und GIUZ
		KOE_20_C	Körnung im C-Horizont	OE	ITL und GIUZ

		KOE_20_O	Körnung im Oberboden	OE	ITL und GIUZ
		KOE_20_U	Körnung im Unterboden	OE	ITL und GIUZ
		ORG_20	Gehalt an organischem Kohlenstoff (organisch C)	OE	ITL und GIUZ
		PH_20_GES	pH-Wert des anstehenden Gesteins	OE	ITL und GIUZ
		PH_20_O	pH-Wert im Oberboden	OE	ITL und GIUZ
		PH_20_U	pH-Wert im Unterboden	OE	ITL und GIUZ
		SKE_20_OFA	Skelettgehalt im Oberboden nach FAL	OE	ITL und GIUZ
		SKE_20_OGE	Skelettgehalt im Oberboden, Gewichtsprozent	OE	ITL und GIUZ
		SKE_20_OVO	Skelettgehalt im Oberboden, Volumenprozent	OE	ITL und GIUZ
		SKE_20_UFA	Skelettgehalt im Unterboden nach FAL	OE	ITL und GIUZ
		SKE_20_UGE	Skelettgehalt im Unterboden, Gewichtsprozent	OE	ITL und GIUZ
		SKE_20_UVO	Skelettgehalt im Unterboden, Volumenprozent	OE	ITL und GIUZ
		TYP_20_FIN	Bodentypen	OE	ITL und GIUZ
		WHC_20	Wasserhaushaltscode	OE	ITL und GIUZ
		WHG_20	Wasserhaushaltsgruppe	OE	ITL und GIUZ
		WHK_20	Wasserhaushaltsklasse	OE	ITL und GIUZ
Vegetation_Raster		VEG	Vegetationsbedeckung (ja, nein)	OE	Paul
		VEG_OE	Vegetationsbedeckung (5 Stufen)	OE	Paul
Wald		WAP_BEV	Waldplan Bever	Bever	Amt für Wald
		WAP_SCH	Waldplan S-chanf	S-chanf	Amt für Wald
		WAP_SIL	Waldplan Sils	Sils	Amt für Wald

		WAP_SPL	Waldplan Silvaplana	Silvaplana	Amt für Wald
		WAP_STM	Waldplan St. Moritz	St. Moritz	Amt für Wald
		WAP_ZUO	Waldplan Zuoz	Zuoz	Amt für Wald
		BEK_BEV	Betriebsklassen Bever	Bever	Amt für Wald
		BSF	Besondere Schutzfunktion	OE	Amt für Wald
		ERF	Erfassungsbereich Naturgefahren	OE	Amt für Wald
		WAU_SAM	Waldumriss Samedan	Samedan	Amt für Wald
		VWG	vermessene Waldgrenze	Samedan	Amt für Wald
		WSK_LAP	Waldschadenkartierung La Punt	La Punt	Amt für Wald
		WSK_MAD	Waldschadenkartierung Madulain	Madulain	Amt für Wald
		WSK_SCH	Waldschadenkartierung S-chanf	S-chanf	Amt für Wald
		WSK_STM	Waldschadenkartierung St. Moritz	St. Moritz	Amt für Wald
		WSK_ZUO	Waldschadenkartierung Zuoz	Zuoz	Amt für Wald
Wald_Raster		WAL_20	Waldflächen	OE	ITL, berechnet aus wton-Flächen
Schutzgebiete		ALG	Amphibienlaichgebiete		Amt für Natur und Umwelt
		AUE	Aueninventar		Amt für Natur und Umwelt
		BDK_MOO	Detaillkartierung Moore		Amt für Natur und Umwelt
		FAU	Faunastandorte		Amt für Natur und Umwelt
		FLO	Florastandorte		Amt für Natur und Umwelt
		FMO	Flachmoor		Amt für Natur und Umwelt
		GSZ	Gewässerschutzbereiche		Amt für Natur und Umwelt
		IGS	IGLES		Amt für Natur und Umwelt
		LAN	Landschaftsschutzgebiete		Amt für Natur und Umwelt
		MAW	Magerwiesen		Amt für Natur und Umwelt

		PEN	pendente Natur- und Landschaftsschutzflächen		Amt für Natur und Umwelt
		MLS	Moorlandschaften nationaler Bedeutung		Amt für Natur und Umwelt
		PPS	Pflanzenschutzgebiete		Amt für Natur und Umwelt
		QGZ	Gewässerschutz		Amt für Natur und Umwelt
		TWW	Trockenwiesen und Weiden		Amt für Natur und Umwelt
		WNF	weitere Naturschutzflächen		Amt für Natur und Umwelt
		HMO	Hochmoor		Amt für Natur und Umwelt
		NOL	Naturobjekte Linien		Amt für Natur und Umwelt
		NOP	Naturobjekte Punkte		Amt für Natur und Umwelt
		WSG	Wildschutzgebiete		Amt für Jagd und Fischerei
Relief_Raster		DHM_25	digitales Höhenmodell, 25m	742500, 182000, 812500, 122000	swisstopo
		DHM_25_OE	wie DHM_25	OE	swisstopo, ITL
		DHM_20_REG	Digitales Höhenmodell, 20m	OE	berechnet aus DHM_25, ITL
		DHM_025	DHM zur Temperatursimulation für 2025	OE	berechnet aus DHM_25, ITL
		DHM_050	DHM zur Temperatursimulation für 2050	OE	berechnet aus DHM_25, ITL
		DHM_075	DHM zur Temperatursimulation für 2075	OE	berechnet aus DHM_25, ITL
		DHM_100	DHM zur Temperatursimulation für 2100	OE	berechnet aus DHM_25, ITL

11.1.2 Ordner Klima

1. Unterordner	2. Unterordner	Name	Inhalt	Gebiet	Herkunft

Temperatur		TEM_JAN_70	Jeweilige Monatsmitteltemperatur (1931-70)	OE	Kirchhofer, MeteoSchweiz
		TEM_JAH_70	Jahresmitteltemperatur (1931-70)	OE	Kirchhofer, MeteoSchweiz
Temperatur_Raster		TEM_JAN_90	Jeweilige Monatsmitteltemperatur (1961-90)	OE	Kirchhofer, MeteoSchweiz
		TEM_JAH_90	Jahresmitteltemperatur (1961-90)	OE	Kirchhofer, MeteoSchweiz
Niederschlag		NIE_JAN_70	Jeweiliger Monatsmittelniederschlag (1931-70)	OE	Kirchhofer, MeteoSchweiz
		NIE_JAH_70	Jahresmittelniederschlag (1931-70)	OE	Kirchhofer, MeteoSchweiz
Niederschlag_Raster		NIE_JAN_90	Jeweiliger Monatsmittelniederschlag (1961-90)	OE	Frei, HADES
		NIE_JAH_90	Jahresmittelniederschlag (1961-90)	OE	Frei, HADES
Schnee_Raster		SPO_93	Ausaperung Juni 1993	OE	Paul, GIUZ
		SPO_94	Ausaperung Juni 1994	OE	Paul, GIUZ
		SPO_93_94	Ausaperung Juni 93+94	OE	Paul, GIUZ
Schnee		AUS_84	Ausapern 1984	OE	Weingartner, HADES
		AUS_93	Ausapern 1993	OE	Weingartner, HADES
		EIN_83_84	Einschneien 1983-84	OE	Weingartner, HADES
		EIN_92_93	Einschneien 1992-93	OE	Weingartner, HADES

11.1.3 Ordner Raumplanung

1. Unterordner	2. Unterordner	Name	Inhalt	Gebiet	Herkunft
Nutzungsplanung	La Punt	FFF	Fruchtfolgeflächen	La Punt	Amt für Raumplanung
		GEF	Gefahrenzonen	La Punt	Amt für Raumplanung
		LFW	land- und forstwirtschaftl. Nutzungen	La Punt	Amt für Raumplanung
		LSB	Landschaften mit schützenswerter Bausubstanz	La Punt	Amt für Raumplanung

		MAD	Materialgewinnung und - Ablagerung	La Punt	Amt für Raumplanung
		PAP	Planausschnitte und Perimeter	La Punt	Amt für Raumplanung
		SGW	Gewässerschutzzone	La Punt	Amt für Raumplanung
		SNL	Natur- und Landschaftsschutzzonen	La Punt	Amt für Raumplanung
		SOK	Orstbild- und Kulturgüterschutz	La Punt	Amt für Raumplanung
		TFZ	touristische und Freizeitzone	La Punt	Amt für Raumplanung
		ZGN	Zonenplan Grundnutzungen	La Punt	Amt für Raumplanung
	S-chanf	Siehe La Punt	Siehe La Punt	S-chanf	Amt für Raumplanung
	Sils	Siehe La Punt	Siehe La Punt	Sils	Amt für Raumplanung
	Silvaplana	Siehe La Punt	Siehe La Punt	Silvaplana	Amt für Raumplanung
	St. Moritz	Siehe La Punt	Siehe La Punt	St. Moritz	Amt für Raumplanung
	Zuoz	Siehe La Punt	Siehe La Punt	Zuoz	Amt für Raumplanung
RIP_Landschaft		BSF	Wald mit besonderer Schutzfunktion	OE	Amt für Raumplanung
		SNP	Nationalpark	OE	Amt für Raumplanung
		BLN	BLN	OE	Amt für Raumplanung
		MLS	Moorlandschaften von nationaler Bedeutung	OE	Amt für Raumplanung
		EJG	Eidg. Jagdbanngebiet	OE	Amt für Raumplanung
		LSR	Landschaftsschutzgebiet gemäss reg. Richtplanung	OE	Amt für Raumplanung
		SAU	Naturschutzgebiet Aue > 20ha	OE	Amt für Raumplanung
		SVS	Nat.gebiet Aue > 20ha Vorfeld, Schwemmebene	OE	Amt für Raumplanung
		NGF	Neugestaltung Flusslauf	OE	Amt für Raumplanung
RIP_Raum- nutzung		WSP	Waffen- und Schiessplatz des Bundes	OE	Amt für Raumplanung

		ARA	Abwasserreinigungsanlage	OE	Amt für Raumplanung
		ISD	Inertstoffdeponie	OE	Amt für Raumplanung
		RED	Reaktordeponie	OE	Amt für Raumplanung
		USA	Umladestelle für Siedlungsabfälle	OE	Amt für Raumplanung
		MAV	Materialabbau und Verwertung	OE	Amt für Raumplanung
		MAB	Materialabbau	OE	Amt für Raumplanung
		WKN	Wasserkraft-nutzung	OE	Amt für Raumplanung
RIP_Siedlung		SOF	schützenswerter Ort mit Freihaltebereich	OE	Amt für Raumplanung
		SWO	schützenswerter Ort	OE	Amt für Raumplanung
		AFN	Arbeitsplatzgebiet für flächenintensive Nutzungen	OE	Amt für Raumplanung
		ZKG	Zentrumskernegebiet	OE	Amt für Raumplanung
		SIG	Siedlungsgebiet	OE	Amt für Raumplanung
RIP_Tourismus		IEB	Intensiverholungsgebiet bestehend	OE	Amt für Raumplanung
		ZBA	Zubringeranlage	OE	Amt für Raumplanung
		IEG	Intensiverholungsgebiet Erweiterung geplant	OE	Amt für Raumplanung
RIP_Verkehr		RAA	Radweg Ausbau	OE	Amt für Raumplanung
		ISS	Infrastruktur Schiene	OE	Amt für Raumplanung
		SUA	Strassennetz Umfahrung oder Ausbau	OE	Amt für Raumplanung
		BAL	Bahnlinie	OE	Amt für Raumplanung
		STN	Strassennetz	OE	Amt für Raumplanung
RIP_Grundlagen		GL_RIP	Grundlagen RIP des Oberengadins	OE	Amt für Raumplanung
		GL_RIP_GR	Grundlagen RIP des übrigen Kantons	OE	Amt für Raumplanung
Gesuche			Excell-Tabellen	OE	Amt für Raumplanung

11.1.4 Ordner Infrastruktur

1. Unterordner	2. Unterordner	Name	Inhalt	Gebiet	Herkunft
Admin		ADM	Administrative Grenzen	OE	GIS-Zentrale
AV		BBD_BEV	Bodenbedeckung Bever	Bever	Amtliche Vermessung
		BBD_LAP	Bodenbedeckung La Punt	La Punt	Amtliche Vermessung
		BBD_MAD	Bodenbedeckung Madulain	Madulain	Amtliche Vermessung
		BBD_SCH	Bodenbedeckung S-chanf	S-chanf	Amtliche Vermessung
		BBD_SIL	Bodenbedeckung Sils	Sils	Amtliche Vermessung
		BBD_ZUO	Bodenbedeckung Zuoz	Zuoz	Amtliche Vermessung
		FLU_BEV	Flurnamen Bever	Bever	Amtliche Vermessung
		FLU_LAP	Flurnamen La Punt	La Punt	Amtliche Vermessung
		FLU_MAD	Flurnamen Madulain	Madulain	Amtliche Vermessung
		FLU_SCH	Flurnamen S-chanf	S-chanf	Amtliche Vermessung
		FLU_SIL	Flurnamen Sils	Sils	Amtliche Vermessung
		FLU_ZUO	Flurnamen Zuoz	Zuoz	Amtliche Vermessung
Testgebiete		TES	Testgebiete	OE	ITL
Tourismus		TTA	touristische Transportanlagen	OE	Amt für Landwirtschaft, Strukturverbesserungen und Vermessung
Verkehr		FWW	Fuss- und Wanderwege	OE	Fachstelle Fuss- und Wanderwege
		WST	Waldstrassen	OE	Amt für Wald
Andere		WES	Wasserentnahmestellen	OE	Amt für Wald
		QFA	Quellfassungen	OE	Amt für Natur und Umwelt

11.1.5 Ordner Resultate

1. Unterordner	2. Unterordner	Name	Inhalt
Hotlinks		HOT_GEO	Hotlinks für Bilder
		HOT_AVA	Hotlinks für Eislawine
Module	Attrac	ATT_<JAHR>	Landschaftsattraktivität
	Change	<MODUL>_<JAHR>_<JAHR>	Veränderungen zwischen zwei Jahreszahlen
	Eisdisp	EIS_DIS_<JAHR>	Eislawinen-disposition

	Eislaw	EIS_LAW_<JAHR>	Eislawinensimulation
		EIS_ROS_003	Eislawinensimulation Fallbeispiel Roseggeltscher 2003
		EIS_PIZ_005	Eislawinensimulation Fallbeispiel Piz Roseg 2005
		EIS_PAL_005	Eislawinensimulation Fallbeispiel Piz Palü 2005
	Gletschrueck	GLE_<JAHR>	Gletscherflächen
	Murdisp	MUR_DIS_<JAHR>	Murgang-Disposition
	Murgang	MUR_<JAHR>_<INDEX>	Murgangsimulation mit <INDEX> als Schwellenwert zur Auslösung
		MUR_PER	Murgangsimulation Fallbeispiel Pers
	Permaquant	PKQ_<JAHR>	Permafrostverbreitung
	Rockfrost	PRF_FEL_<JAHR>	Permafrostverbreitung in Felswänden
	Rockfall	ROC_NOR_<JAHR>	Felssturzsimulation Norden OE
		ROC_SUD_<JAHR>	Felssturzsimulation Süden OE
		STO_NOR_<JAHR>	Steinschlagsimulation Norden OE
		STO_SUD_<JAHR>	Steinschlagsimulation Süden OE
	Problem	PRO_ATT_<JAHR>	Problemraum durch abnehmende Landschaftsattraktivität
		PRO_MUR_<JAHR>	Problemraum durch Murgänge
	Sediindex	SED_<JAHR>	Erosions-Sedimentationsindex für Gletscherbett
	Soilchange	GLV_BOD_<JAHR>	Bodentypen (Morteratsch)
		GLV_GRU_<JAHR>	Gründigkeitszuwachs (Morteratsch)
		GLV_PHO_<JAHR>	pH im Oberboden (Morteratsch)
		GLV_PHU_<JAHR>	pH im Unterboden (Morteratsch)
		GLV_SKO_<JAHR>	Skelettgehalt Oberboden (Morteratsch)
		GLV_SKU_<JAHR>	Skelettgehalt Unterboden (Morteratsch)
	Soilmap	BOD_OE_<JAHR>	Bodentypen nach FAL OE
		GRU_OE_<JAHR>	Gründigkeitszuwachs OE
	Vegikart	VEG_MOR_<JAHR>	Vegetation (Morteratsch)
	Vorsee	VOR_SEE_<JAHR>	Gletscherseen